

岩石礦物礦床學會誌

第三十八卷 第六號

昭和二十九年十二月一日

研究報文

- 長野県上伊那郡の複合岩脈 { 石井 清彦
植田 良夫
岩手県赤金鉱山産ヴェレリー鉱について { 竹内 常彦
南部 松夫
磁硫鉄鉱中の微量成分に就いて(本邦磁硫鉄鉱鉱床の研究 III) ... 武中 俊三
北海道奥土別産のイソ長石 浅井 宏
土壤生成作用の鉱物学的研究(第2報)福島県大越町附近に於ける
花崗閃緑岩土壤中の粘土鉱物に就いて(II) 増井 淳一
北海道蔭の沢鉄山銅鉱床に就いて(II) 杉本 良也
加藤謙次郎氏“岩手県雲上鉱山の地質鉱床”によせて 関 陽太郎
関陽太郎氏に答える 加藤謙次郎

会報及び雜報

会員動靜 昭和28年(1~12月), 同29年(1~6月) 東北六県鉱産物生産実績表

新刊紹介

構造無機化学(III) 桐山良一著 外1件

抄 録

- 鉱物学及び結晶学 堇青石の双晶 外2件
岩石学及び火山学 累帯構造を示す玻璃長石の光学性及び岩石学的意味 外4件
金属鉱床学 Lamaque 金山 No.6 鉱脈に於ける晚期鉱脈の流動方向 外3件
石油鉱床学 アラスカ及びカナダ近傍北極海から得た現世堆積物 外2件
石 炭 カナダ産石炭中のゲルマニウム
窯 業 鉱 物 窯業原料の熱分析的研究(II) アラゴナイトから方解石への転移 外3件

総 目 録

東北大學理學部岩石礦物礦床學教室内
日本岩石礦物礦床學會

會 報 及 び 雜 報

會員動靜〔新入會〕 榊原雄太郎（愛知県半田市竜崎上河原），上野山書店（和歌山市雄賀屋町東の丁）

〔轉居及び轉勤〕 山口大学文理学部地学教室（山口市後河原），山口大学附属図書館文理学部分館（山口市後河原 150 の 1），加藤増太郎（札幌市南二条西 7 丁目，日本地下産業株式会社），中西信弘（金沢市山の upper 5 丁目 14），斎藤甚三（福岡県田川市東区新町三井社宅），岩崎達三（三井金属鉱業株式会社鉱山部地質課，東京都中央区日本橋室町 2 の 1）

〔逝去〕 本会会員 首藤道雄，上木正二，萱場堅諸氏の御逝去の報に接しここに本会は謹んで哀悼の意を表する。尙，萱場堅氏は 9 月 26 日青函連絡船洞爺丸にて御遺難された。

會費拂込の件 本会会計の精算期にあたるので，至急未納会費を本会（振替仙台 8825 番）宛御払込み下さい。

昭和 28 年（1～12 月），同 29 年（1～6 月）東北六縣鑛産物生産実績表

（仙台通商産業局調査課調）

分類	種 別	区分	単位	昭和 28 年生産量 (1～12 月)		昭和 29 年 生産量	生産
				生産量 2)	全国対比	(1～6 月) 2)	鉱山数
金 属 鉍	金	鉍 精 含	g	1,126,296	16 %	594,814	37
	銀	鉍 "	kg	25,960	14	13,732	59
	銅	鉍 "	t	20,170	35	11,263	97
	鉛	鉍 "	"	5,989	32	3,419	30
	亜鉛	鉍 "	"	22,918	24	12,854	29
	硫酸	鉍 精鉍量	"	850,232 ⁽³⁹⁾	37	511,959 ⁽⁴¹⁾	30
	鉄	鉍 "	"	477,731 ⁽⁵⁷⁾	43	243,936 ⁽⁵⁶⁾	17
	雑用鉄	鉍 "	"	1,173 ⁽⁵⁰⁾	—	641 ⁽⁵³⁾	2
	砂	鉄 "	"	139,453 ⁽⁵⁴⁾	32	79,652 ⁽⁵³⁾	14
	チ タ ン	鉍 "	"	2,065 ⁽³⁰⁾	1.7	1,251 ⁽³⁷⁾	4
石	マンガン鉍(二酸化)	" "	"	1,974 ⁽⁷⁵⁾	22	1,580 ⁽⁷⁵⁾	5
	" (その他)	" "	"	21,184 ⁽⁴¹⁾	12	9,221 ⁽⁴²⁾	27
	タングステン鉍	" "	kg	2,381 ⁽⁶⁰⁾	2.4	834 ⁽⁶²⁾	3
	モリブデン鉍	" "	"	28,180 ⁽⁸⁴⁾	8.3	11,123 ⁽⁷⁹⁾	1

註 1) 精含は精鉍中の含有金属量を示す。

2) () 内の数字はそれぞれの品位を示す。〔但しチタン鉍— TiO_2 ，二酸化マンガン鉍— MnO_2 ，その他のマンガン鉍— Mn ，タングステン鉍— WO_3 ，モリブデン鉍— MoS_2 の百分率〕

研究報文

長野縣上伊那の複合岩脈

Composite dike from Kami-ina, Nagano Prefecture

石井清彦 (Kiyohiko Ishii)*

植田良夫 (Yoshio Ueda)*

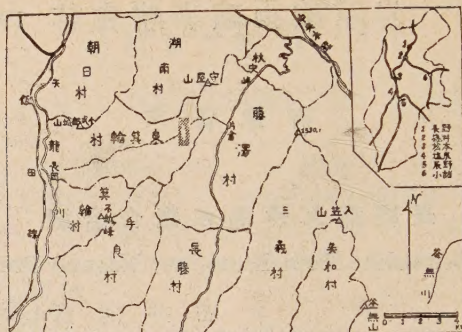
Abstract: In July, 1953, the writers had an opportunity to survey the geology of Kami-ina, Nagano Prefecture. At that time many dikes were observed in its northern part. This paper describes mainly the chemical aspects of one of these dikes with very notable chilled-margins. Augite-porphyrite dike is intrusive into chert and composite in character, exhibiting very fine grained chilled-margins and a porphyritic central portion. There is no recognizable boundary, but an appreciable difference in composition between the chilled-margin rock and the central-portion rock. The chilled-margins show a higher content of FeO , CaO , Na_2O , MgO and CO_2 , but a lower content of SiO_2 and K_2O , than does the porphyritic central portion. This arrangement of chemical composition may be explained on the theory of crystallization differentiation, except the irregularity of Na_2O content owing to the fact of mainly albitization, carbonization and chloritization. The dark margins correspond to an early stage of crystallization and light central portions of silicic composition correspond to a later period of crystallization.

I 緒 言

昭和28年盛夏、長野県資源調査研究会の依頼によつて赤石山系の西半部地域の地質調査を行つた際、上伊那郡藤沢村片倉、東箕輪村長岡間に多数の岩脈が露出し、之等岩脈の内で東箕輪村の東辺部附近でチャート層を貫くものは非常に明瞭な急冷周縁相を示し、中心部に向つて漸移的に色、結晶度を異にするものがあつた (Index map 参照)。此の周縁部と内部との間にはかなりの岩相の変化が認められるにも拘らず互に漸移し、岩相変化の不連続による境界部と認められるものは此の岩脈中には存在しない。筆者等は周縁部から中心に向つて肉眼的に岩相を異にする4個の試料を採取し、之について化学分析、分光分析等を試みた。試料は一見新鮮な如く見えるが、各種の変質作用を受けて居り、顕微鏡下では之等変質作用によつ

* 東北大学理学部岩石礦物礦床学教室

Index map



て多数の変成鉱物が生成しているのが見られる。

報告に当たり研究の機会を与えられた長野県資源調査研究会の関係諸氏、並びに高橋純一前信州大学々長に対し深謝の意を表する。

II 岩 石

岩脈の露出箇所は上伊那郡東箕輪村日影入の東方約 2.5 軒の地点であつて、走向 $N30^{\circ}E$ 、殆ど垂直に立つたチャート層を整合的に貫くもので、東西方向の道路に沿つて其の北側

Fig. 1. Simplified section of the dike.

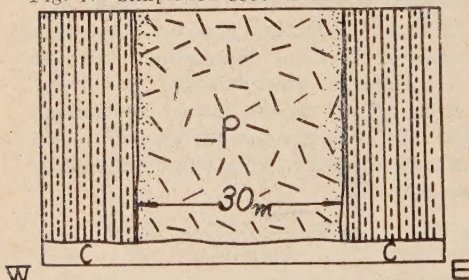
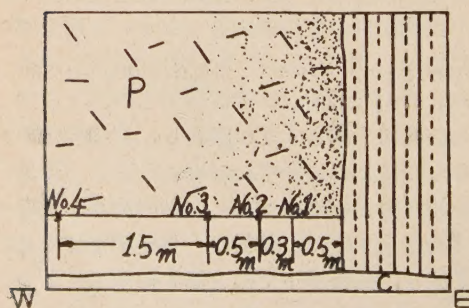


Fig. 2. The relation of each specimens from a contact.



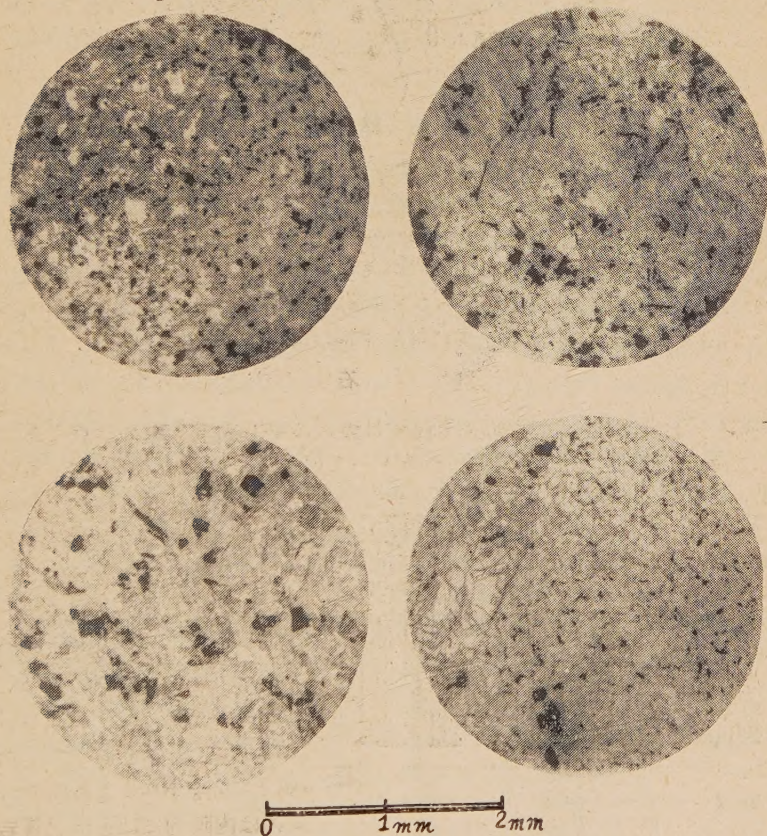
P ; porphyrite

C ; chert

には約 30 米の中で連続的な好露出が見られる。試料は此の露出に於て東側の接触部から西方即ち岩脈の内部に向つて夫々 0.5m, 0.3m, 0.5m, 1.5m の間隔で No.1 から No.4 まで 4 個を採取した (第 1, 2 図)。No.4 より内部のものは肉眼的には大体同質岩石で斜長石と普通輝石を斑晶とする pyroxene porphyrite である。No.1 から No.3 までは略等粒の結晶を示す完晶質岩石で、之の順序に次第に結晶が粗くなり、色も漸次淡色になっている。No.4 は明な斑状組織を示し、斑晶

の大きさは約 1.5 耗に達するが、石基の部分の結晶度は却つて No.3 より悪く、細粒であつて No.2 と略同様である (第 3 図)。

Fig. 3. Photo-micrographs of each specimens



- No.1 帯緑暗灰色，完晶質粒状(結晶の大き平均 0.1mm)，斜長石，緑泥石，方解石，磁鉄鉱，正長石(少量)
- No.2 灰緑色，完晶質粒状(結晶の大き平均 0.3mm)，斜長石，緑泥石，方解石，磁鉄鉱，正長石(少量)
- No.3 淡緑灰色，完晶質粒状(結晶の大き平均 0.8mm)，斜長石，緑泥石，普通輝石，方解石，磁鉄鉱，正長石(少量)
- No.4 帯白緑灰色，完晶質斑状(斑晶の大き平均 1.5mm，石基の大き平均 0.3mm)，斑晶；斜長石，普通輝石，緑泥石，石基；斜長石，緑泥石，普通輝石，方解石，磁鉄鉱，正長石(少量)

之等 4 個の試料は共に變質作用を受けて多数の緑泥石、方解石が生成し、斜長石は曹長石化作用を受けて低い複屈折を示している。No.1, No.2 の普通輝石は悉く方解石若しくは緑泥石にvari, No.3, No.4 には普通輝石が残っているが、その周辺部が一部方解石に変化しているものもある。長石には一部絹雲母化作用を受けているものが見られる。之等の變質作用は周縁部に近づく程著しい。

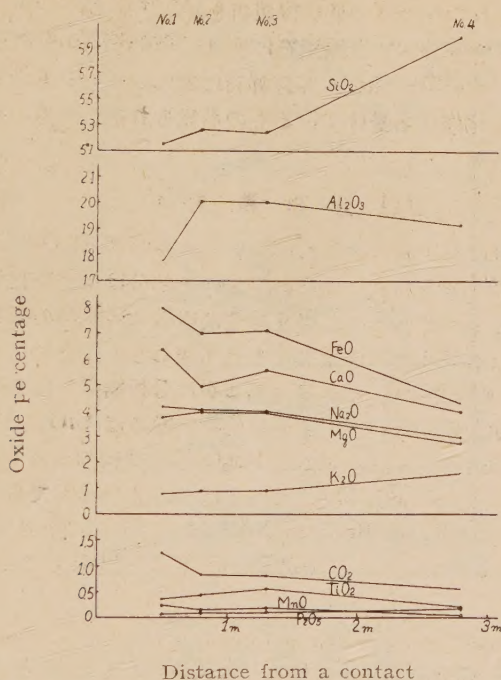
III 分析結果

化学分析の結果は第 1 表に示した如くで、各試料共 H_2O+ が普通の火成岩より著しく多くあらわれているが、之の大部分は緑泥石化作用による緑泥石に起因するものであろう。第 4 図では横軸に各試料の接触部からの距離を、縦軸には各酸化物の重量 % をとつて表わした。此の図でも明かな如く No.2, No.3 の試料は色、結晶度は異なるが、分析結果では各酸化物とも非常に近似した値を示している。主要酸化物に於ては SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O を除き他の酸化物 FeO , CaO , MgO , Na_2O 等は周縁部から中心部に進む程減少を示している。 Al_2O_3 , MgO に於ては No.2, No.3 で最大値が見られる。 SiO_2 は試料の内、最周縁部の No.1 で約 51 % であるが、中心部の No.4 では 60 % 近くにも達し、その差は略 9 % にも及んでいる。

Table 1. Chemical composition of specimens of each portions in the dike. Analyst: Yoshio Ueda.

	No.1	No.2	No.3	No.4
SiO_2	51.54	52.63	52.38	59.91
Al_2O_3	17.76	20.05	20.36	19.16
Fe_2O_3	0.97	0.78	0.76	0.30
FeO	7.96	6.99	7.11	4.32
MgO	3.76	3.94	3.91	2.75
CaO	6.37	4.94	5.58	3.97
Na_2O	4.14	4.03	3.99	3.00
K_2O	0.80	0.89	0.92	1.59
H_2O+	4.80	4.10	3.31	3.40
H_2O-	0.46	0.64	0.42	0.46
TiO_2	0.38	0.44	0.56	0.22
P_2O_5	0.08	0.11	0.10	0.18
MnO	0.24	0.16	0.19	0.04
CO_2	1.26	0.84	0.81	0.57
Total	100.52	100.54	100.40	99.87

Fig. 4. Chemical variation diagram for specimens of each portions in the dike



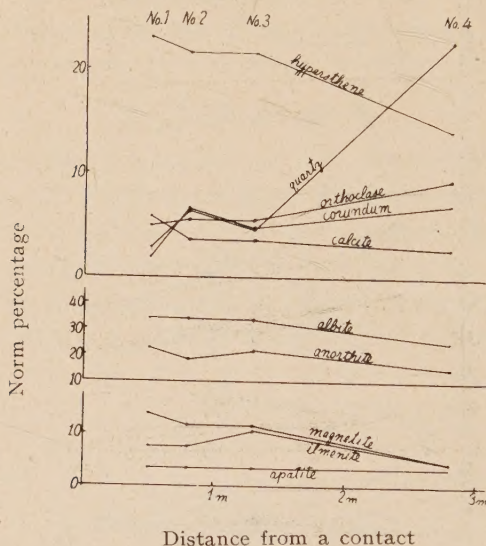
第5図には分析結果から算出したノルム重量比を縦軸に、各試料の接触点からの距離を横軸にとつて示した。岩脈の内部のもの程、quartz, orthoclase, corundum は増加を示し、hypersthene, albite, anorthite, magnetite, ilmenite, calcite は減少を示している。炭酸化作用、曹長石

Table 2. Norms (wt%) of specimens of table 1.

	No.1	No.2	No.3	No.4
Quartz	2.88	6.30	4.62	22.62
Corundum	1.84	6.61	4.69	7.04
Orthoclase	5.00	5.56	5.56	9.45
Albite	34.58	34.06	34.06	25.15
Anorthite	22.80	18.63	21.96	15.01
Hypersthene	23.00	21.65	21.68	14.16
Magnetite	1.39	1.16	1.16	0.46
Ilmenite	0.96	0.76	1.03	0.46
Apatite	0.34	0.34	0.34	0.34
Calcite	5.80	3.60	3.60	2.80

化作用の影響は calcite, albite の増加によつて周縁部程著しく表われている。

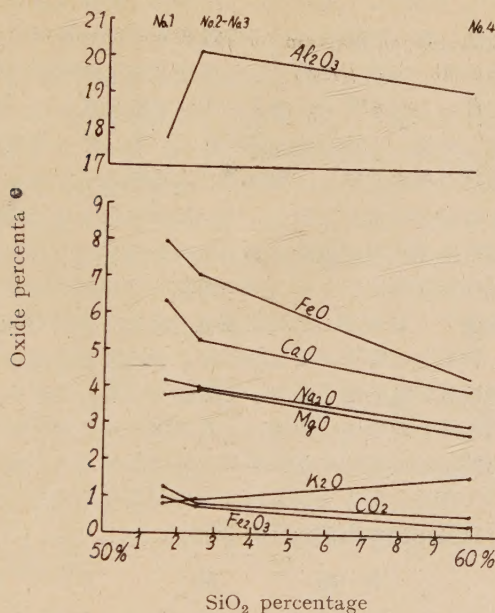
Fig. 5. Norm variation diagram for specimens of each portions in the dike



No.2 と No.3 の分析値を平均して No.2-No.3 とし、之と No.1, No.4 の3個に就て夫々の SiO_2 重量比に対する各酸化物の関係を第6図で示した。 SiO_2 が増加する程 K_2O は増加を示すが、 Na_2O は却つて減少している。 SiO_2 に対し、 Al_2O_3 と MgO は中間の No.2-No.3 で最大値を有する。 SiO_2 量増加に対する FeO , CaO , MgO の減少、 K_2O の増加は岩漿分化の傾向と一致した性質であるが、 Na_2O のみは之と矛盾した傾向を示している。之は周縁部程著しい曹長石化作用の影響が、岩漿分化による Na_2O の増加を上まわつて表れた結果として説明出来る。炭酸化作用の影響が周縁部程著しいことは No.1 に於ける CO_2 の増加によつて示されている。

連続弧光、スリット結像の方法で分光分析による微量元素の検出を行つた。 Be , Cu , V , Zn の4元素が認められたが之等元素の濃度変化は試料相互の間には現われなかつた。之等微量元素は岩脈自身に最初から含まれていたものか或は変成の時期に岩石中に移動したものかは不明であるが、いずれにせよ岩漿末期に属する諸元素が少い事は、之の変成作用の時期に或る示唆を与えるものであろう。之に就いては今後の詳しい研究を必要とする。

Fig. 6. Variation diagram for specimens of each portions in the dike



IV 總 括 的 考 察

W. H. Dennen¹⁾ は火成岩が进入する際接触部に於ける化学成分変化を分光分析によつて研究し、境界部に於ける接触効果は母岩と火成岩との成分の差が大きい程、又両者の温度勾配が大きい程著しいことを示し、接触効果による成分移動は火成岩内に於ては接触境界線から数インチ以内にしか及ばないことを報告している。従つて No.1 は接触境界線から 50 糎離れた個所の試料である故接触による成分移動は行われなかつたものとみて差支えない。T. F. W. Barth²⁾ は Alaska, Pribilof 諸島に於ける橄欖岩を貫く composite aplite を報告し、急冷周縁部のものは中心部よりアルカリ、SiO₂ に富み、Al, Fe, Mg が少いことを報告し、之等成分の配列は結晶作用による分化作用の結果によるものとは逆で、従つて岩漿分化では説明出来ず、W. Wahl³⁾ による elimination, thermodiffusion に

- 1) William H. Dennen; Variations in chemical composition across igneous contacts. Bull. Geol. Soc. Am., **62**, 547~558, 1951.
- 2) Tom F. W. Barth; The differentiation of a composite aplite from the Pribilof Islands, Alaska. Am. J. Sci., Bowen volume **I**, 27~36, 1952
- 3) W. Wahl; Thermal diffusion-convection as a cause of magmatic differentiation. Am. J. Sci., **244**, 417~441, 1949.

よつて説明可能であらうと述べている。又同じく周縁部が酸性の例として W. Q. Kennedy¹⁾, 久野 久²⁾ 等によつて夫々複合岩脈及び複合熔岩流についての報告があり、急冷周縁相としての無斑晶の部分及び中心部の斑状の部分との形成過程は、岩漿中に晶出した早期の斑晶鉱物が岩漿下部に沈積して斑晶を含まない上部岩漿と、斑晶の多い下部岩漿とに分れて之が此の順序に上昇固結した為によるものと説明している。然し筆者等の観察したものは急冷周縁部が暗色を呈し、無斑晶、塩基性成分を有する即ち結晶作用の早期に属する成分のものであり、中心部は淡色斑状で周縁部に比べ酸性成分に富む即ち結晶作用の後期に属する成分のものである。従つて此の岩脈の生成過程は岩漿分化による successive composite intrusion によるものとして普通³⁾⁻⁹⁾に説明した方が妥当である。岩漿が高圧の下に母岩に侵入する際、母岩との接触部では冷却によつて固結が始まり、未だ冷却の進まない内部のもの程粘性が減少して流動性に富んで来る。従つて外部のものとの内部のものとの間には摩擦による岩漿の速度変化が起り、下部より供給される岩漿には両者間に量的差異と時間的ずれとが現われ、為に岩漿の成分が異つて来る。即ち周縁部は結晶作用の早期のものの組成を示し、内部のものは結晶作用の末期の組成を示す。

V 要 約

以上のことから次の如く要約することが出来る。

1) 本実験に使用した資料の最周縁部のものは母岩との接触によつて夫等の間に成分の移動は考えられない。

2) 岩脈の急冷周縁部と内部とでは化学組成を異にし、内部に於けるも

- 1) W.Q.Kennedy; On composite lava flows. *Geol. Mag.* **68**, 166~181, 1931
- 2) H. Kuno; Composite lava flows and dikes found in North Izu, Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **56**, 167~172, 1950.
- 3) G.F. Becker; Some queries on rock differentiation. *Am. Jour. Sci.*, 4th ser., **3**, 21~40, 1897.
- 4) G.F. Becker ; Fractional crystallization of rocks. *Am. Jour. Sci.* 4th ser., **4**, 257~261, 1897.
- 5) A. Harker ; Berthelot's principle applied to magmatic concentration. *Geol. Mag.*, **10**, 546~547, 1893.
- 6) A. Harker. Carrock Fell : A study in the variation of igneous rock-masses. part I. The Gabbro, *Geol. Soc. London Quart. Jour.*, **50**, 311~337, 1894.
- 7) N.L. Bowen ; The later stages of the evolution of the igneous rocks. *Jour. Geol.*, **23**, supplement to No. 8, 1~91. 1915.
- 8) N. L. Bowen ; Diffusion silicate melts. *Jour. Geol.*, **29**, 295~317, 1921.
- 9) N.L. Bowen ; The evolution of the igneous rocks, Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 1928.

の程酸性に富んでいる。之の岩脈は複合岩脈と称せられるべきもので、岩漿分化による successive intrusion の結果と説明する方が妥当である。

3) 岩脈は曹長石化作用、炭酸化作用、緑泥石化作用等各種の変質作用を受け、之等の作用は岩脈の周縁部のもの程著しい。

4) Na_2O は中心部程減少し、岩漿分化の方向と逆な性質を示すが、之は岩漿分化による Na_2O 増加と、周縁部程著しい曹長石化作用とが相減殺し尙曹長石化作用が強度であつた事を示すものである。

5) No.2, No.3 では MgO が No.1 より少しく増加を示すが、之は各種の変質作用による影響例えば周縁部に於ける Na_2O , CO_2 等の増加により相対的に No.2, No.3 で増加したものとして解釈出来る。

6) 岩脈に於ける各種の変質作用は母岩のチャート層には認められず、自変成作用に依るものと考えるべきである。

7) 周縁部に斑品の存在しないことにより、急冷周縁相を形成した早期の岩漿は示だ結晶の生成が行われなかつた液相として貰いたものである。

8) 中心部に於ける斑状組織は之の侵入末期に下部に於ては既に斑晶鉱物の生成が岩漿中に見られたことを示すものである。

報告に当り本研究に使用した研究費の一部は文部省科学研究費に依つたことを明記して謝意を表わす。

岩手縣赤金鑛山産ヴァレリー鑛について

Valleriite from Akagane copper mine, Iwate prefecture.*

竹内 常彦 (Tsunehiko Takeuchi)**

南部 松夫 (Matsuo Nambu)**

Abstract: Valleriite from cupriferous pyrrhotite ores from Akagane mine is intimately associated with chalcopyrite, pyrrhotite, cubanite and occasionally sphalerite and pentlandite. Valleriite in this deposit is classified three types from the paragenesis, as follows:

(1) Irregular inclusions of valleriite in chalcopyrite and pyrrhotite may be crystallized primarily from the ore-forming fluid.

(2) Small blade or rod-like valeriites are oriented in chalcopyrite. This texture may be caused by the unmixing of solid solution.

(3) Thin films of valleriite occur in the boundaries between chalcopyrite and pyrrhotite, such intergrowth may be interpreted to be reaction-products of chalcopyrite and pyrrhotite.

* 選鉱製錬研究所報告, 第194号

** 東北大学選鉱製錬研究所

1 緒 言

ヴァレリー鉱 (valleriite, $\text{Cu}_3\text{Fe}_4\text{S}_7$ 又は $\text{Cu}_2\text{Fe}_4\text{S}_7$) は高温性鉱床に産する Cu-Fe-S 系鉱物であるが、その産出はキューバ鉱に比して遥かに稀である。一般に黄銅鉱・磁硫鉄鉱・硫鉄ニッケル鉱・キューバ鉱等の中に不規則な形状をなして包裹されるが、これら鉱物の境界に分布する場合や結晶学的共生を示す場合も多く、かつ蒼鉛鉱物・自然金等に伴う例も知られている。何れの場合も顕微鏡的微小体として産し、単独に分離することは至難とされ、化学組成・結晶構造共に未だ充分明かにされてなく、最近発表された Cu-Fe-S 系状態図¹⁾ では本鉱もキューバ鉱も共に独立相として取扱われていない。しかしヴァレリー鉱は反射顕微鏡的に著しい特徴を有し、他の Cu-Fe-S 系鉱物と明瞭に区別されるので本鉱が独立の鉱物として存在することは略確実であり、前記状態図に洩れているのは原著等の実験条件が本鉱の晶出に不適当であるか、或は本鉱の存在を見逃したかによるものと思われる。

本邦にては最近宮崎県榎峯²⁾・萱野³⁾ の 2 鉱床及び大分県三菱尾平・蔵内尾平の 2 鉱床よりの産出が明かにされたが何れも上記の特徴を示している。筆者等はキューバ鉱に関連して本鉱の新産出にも注意を払い、顕微鏡的に岩手県下の赤金・大峯・釜石の 3 鉱床より見出した。これら産地の中で赤金鉱床に於けるものは共生関係と成因に関して特に注目すべきものと思われるのでこの概要を報告する。尚ヴァレリー鉱の諸性質・研究経過・問題の所在点等については、例えば朝鮮洞笏金山で本鉱を記載された渡辺武男⁴⁾ の報告や近着の諸外国書に詳しいので、こゝでは省略する。

2 鏡 下 の 性 質

赤金鉱床のヴァレリー鉱の鏡下の性質は下記の如くで、従来の記載と略一致する。はじめは鏡下で磁硫鉄鉱・キューバ鉱と紛らわしいが、馴れれば容易に他鉱物と識別することが出来る。

(a) 色：方向により著しく異なるが最明の場合はクリーム黄白色を示す。磁硫鉄鉱に酷似するが、これよりやや赤紫色を帯び、黄銅鉱よりは黄色味が弱く、かつ赤色を帯び明るい。

(b) 硬度：研磨良好で磁硫鉄鉱より明らかに軟く、黄銅鉱よりやや硬く、キューバ鉱に略等しい。

1) Schlegel, H., A. Scpülfer : Z. Metallkunde, **43**, 421~428, 1952.

2) Tatsumi, T. : Sci. Pap. Coll. Geni. Educ. Univ. Tokyo, **3**, 201~247, 1953.

3) 宮久三千年 : 九大工学集報, **25**, 1~5, 1953.

4) 渡辺武男 : 岩鉱, **24**, 157~164, 1940.

(c) 劈開：大部分のものは延長方向に顕著な劈開が発達するが、これを欠くこともある。

(d) 反射多色性：明瞭である。劈開の方向と平行な場合は紫灰色、直交する場合は明るいクリーム黄色を示す。

(e) 異方性：非常に顕著で且つ特徴的である。他鉱物との識別には最も有力である。即ち十字ニコル下で一回転すると暗灰色・青灰色・褐灰色・クリーム黄色・黄白色等の色彩変化をなし、劈開の方向及びこれと直交する方向では消色し、 $\pm 45^\circ$ の方向に明るい。

(f) 腐蝕試験： $\text{HNO}_3(1:1)$ では多少変彩し、 $\text{FeCl}_3(20\%)$ 及び $\text{HgCl}_2(\text{sat})$ では僅かに黒変し、 $\text{KOH}(\text{sat.})$ では長時間保てば多少変色する。 $\text{HCl}(1:1)$ 、 $\text{KCN}(20\%)$ では侵されない。磁硫鉄鉱とは KCN 、 FeCl_3 、 HgCl_2 に対する反応が、キューバ鉱とは KCN 、 HgCl_2 、 FeCl_3 に対する反応が多少異っている。

3 産 状

赤金鉱床は既述¹⁾の如く岩手県江刺郡伊手村に位置する接触交代鉱床で、鉱体は現在まで 7 を数え、南より第 1~7 鉱体と呼ばれ、これらは略南北に連なる芋状体をなし、それぞれは $30\sim 70^\circ$ の間に東に傾斜し、これら全体として北に落し、各鉱体の下限は第 1 鉱体より第 7 に北進するにつれて深度を増している。

赤金鉱床のキューバ鉱は第 1~3 鉱体では甚だ稀であるが、第 4 鉱体ではやや顕著になり第 6~7 鉱体下部では黄銅鉱の数 % に達する。ヴァレリー鉱はキューバ鉱の分布と密接な関係を有し、キューバ鉱の少ない場合はヴァレリー鉱も殆んど存在しないが、キューバ鉱の多い第 6~7 鉱体では任意に作製した研磨片の 20 に 1 の割合程度で見られる。従つてヴァレリー鉱の存在する鉱石はキューバ鉱の場合と同様に黄銅鉱を主とするもので、若干の磁硫鉄鉱を伴ない、これに多少の閃亜鉛鉱・閃亜鉛・硫鉄ニッケル鉱を含むのが常である。スカルン・磁鉄鉱・磁硫鉄鉱を主とするものには一般に伴わない。

4 共生関係

ヴァレリー鉱は共生関係によつて次の 3 種に大別することが出来る。

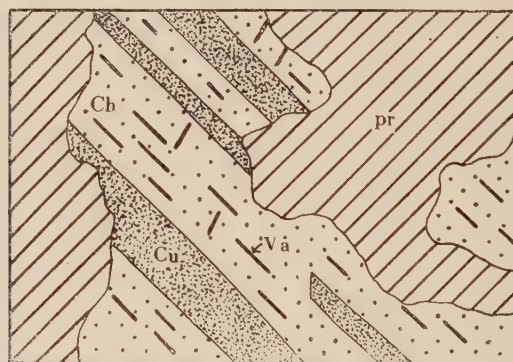
(a) 黄銅鉱又は磁硫鉄鉱中に不規則形をなして包裹されるもの：ヴァレリー鉱は黄銅鉱及び磁硫鉄鉱中に $0.001\sim 0.05\text{mm}$ の不規則形をなして包裹される。この場合閃亜鉛鉱を伴うことが多い。(第 1 図) この種のヴァレリー鉱は黄銅鉱と磁硫鉄鉱と略同時に鉱液より晶出したものと思われる。たゞし次に述べる離溶によると思われるヴァレリー鉱と見掛上漸移する場合が多く、何れの成因に属するかの判定に苦しむことも尠くない。

1) 竹内常彦、南部松夫：選研彙，6，171~185，1950。

第1図 黄銅鉱 (Ch) 中のヴァレリー鉱 (Va) Pr: 磁硫鉄鉱, Sp: 閃亜鉛鉱



第2図 黄銅鉱(Ch)中の難溶性ヴァレリー鉱 Va Pr: 磁硫鉄鉱, Cu: キューバ鉱



(b) 黄銅鉱中に微小短柱状・針状をなすもの：黄銅鉱中に幅 0.001~0.005mm 内外、長さ 0.1~0.05mm 程度の柱状乃至針状をなし、或一定方向に配列している。(第2図) 離溶による産物と思われる。この場合難溶性の毛髪状磁硫鉄鉱・星形閃亜鉛鉱・綫状キューバ鉱と共存するのが常である。

(c) 黄銅鉱と磁硫鉄鉱の境界に存在するもの：赤金鉱床の磁硫鉄鉱の品出期は黄銅鉱の晶出期よりやや遅れる¹⁾。磁硫鉄鉱が黄銅鉱を脈状に貫く場合、屢々両者の境界部に薄膜状乃至は不規則帯状にヴァレリー鉱が見られ、かつ磁硫鉄鉱側から黄銅鉱の方に針状に生長するヴァレリー鉱も稀でない。(第3図) かのヴァレリー鉱は黄銅鉱と磁硫鉄鉱の反応縁鉱物と考えられる。



1) 竹内常彦, 南部松夫: 選研彙, 8, 7~14, 1952.

第 3 図 磁硫鉄鉱 (Pr) と黄銅鉱 (Ch) の境界のヴァレリー鉱 (Va)



またキューバ鉱も稀に黄銅鉱・磁硫鉄鉱の境界に前記ヴァレリー鉱と類似の共生を示すが、この場合も下様式による反応縁鉱物と見做される。



前記本邦ヴァレリー鉱産地の中、尾平周辺のものはマーマタイト中の微粒黄銅鉱中に粒状・格子状・葉片状をなして存在し、黄銅鉱よりの離溶産物と推定され、嶺峯のものは磁硫鉄鉱を交代する黄銅鉱中に不規則形又は円形の微粒をなして散点している。又大峯鉱床のものは直接鉱液より晶出したものと、反応縁鉱物として存在するものとが混在している。釜石産のものはごく稀にしか見られず如何なる成因によるのかは明瞭を欠くので今後の研究を期している。

以上により本邦産ヴァレリー鉱は共生組織と成因より次の如く分類される。

- (a) 鉱液より直接晶出したもの；赤金・大峯
- (b) 離溶によるもの；萱野・三菱尾平・蔵内尾平・赤金
- (c) 反応縁鉱物として存在するもの；赤金・大峯

5 総 括

赤金鉱床産ヴァレリー鉱は黄銅鉱・磁硫鉄鉱との共生関係より、下記の如き 3 種の成因によるものを区別することが出来る。

- (1) 直接鉱液より晶出したもの—黄銅鉱・磁硫鉄鉱中に不規則形をなして包裹される。
- (2) 離溶によるもの—黄銅鉱中に柱状・針状をなして一定方向に配列する。
- (3) 反応縁鉱物をなすもの—黄銅鉱・磁硫鉄鉱の境界に薄膜状・不規則帯状・針状をなす。

磁硫鐵鉱中の微量成分に就て

(本邦磁硫鉄鉱々床の研究 III)

Minor components in pyrrhotite

(Studies on the pyrrhotite deposits in Japan III)

武・中 俊三 (Shunzo Takenaka)

Abstract. To ascertain the origin of pyrrhotite deposit, I studied minor components contained in pyrrhotite from several pyrrhotite deposit and the following results were obtained.

1) As, Mg, Cu and Si were detected in all specimens, irrespectively of their types of deposit or their occurrences.

2) In specimens from contact metasomatic deposits (Tsuda and Motoyama), Pb, Ni and Ti were not detected. On the contrary, these elements were detected in specimens from other type deposit.

3) From spectrographic study, it may be said that there will be some relationship between minor component in pyrrhotite and element, forming other minerals in same deposit.

I 緒 言

筆者は既に磁硫鉄鉱々床の生成過程を究明する目的で、その特性に關して若干の考察を試みて來たが、さらに成因を吟味するため、前報中¹⁾²⁾の各鉱床より産する磁硫鉄鉱の分光分析を行い、その微量成分を検した。

その結果得られた二、三の性質について以下簡単に報告する。鉄床とそこの中に含有される或る特定の鉄物中の微量成分との間に何等かの關係があり、特に生成時期乃至生成条件の相異が元素分布にも關係しているという事は既に九大 木下教授³⁾が黄鉄鉱中の微量成分について、京大滝本教授⁴⁾が錫鉱中の微量成分について、斎藤氏⁵⁾が北海道の満俺鉄物について夫々研究を發表され見解を述べて居られる。

II 試料及び装置

実験に使用した試料は第1表に示す各鉄山産のもので、顕微鏡觀察の結果得られた共生鉄物の種類及び量的な關係は第2表に示す通りである。これ等の鉄石から磁硫鉄鉱のみから成る部分を選び、鋼乳鉢で碎き、次いで瑪瑙乳鉢で-200メッシュの細粉とした。かくして得られた細粉を秤量し5mgをとつて試料とした。電極に島津製分光分析用炭素棒を補助電極と

1) 武中俊三：磁硫鉄鉱々床中の鉄石鉄物の共生について、岩礦，37，229～236。

2) 武中俊三：本邦磁硫鉄鉱々床中の CuFeS_2 -ZnS 系共生体の熱的研究 岩礦，38，127～132。

3) 木下龜城，牟田邦彦：黄鉄鉱中の微量成分 九大工学彙報，20，456。

4) 滝本 清：本州に於ける錫鉄床（其一）九州鉄山学会誌，13。

5) 斎藤忠夫：西南北海道産満俺鉄物の微量成分について 岩礦，36，1～7。

第1表 試料の産地、産状及び母岩

産 地	所 在 地	産 状	母 岩
津 田 鉾 山	岡山県真庭郡津田村	接触鉾床	石灰岩
本 山 鉾 山	岡山県川上郡吹屋町	接触鉾床	粘板岩
双 葉 鉾 山	兵庫県多可郡松井庄村	鉾 脈	粘板岩
河 守 鉾 山	京都府加佐郡大江町	鉾 脈	蛇紋岩
大 倉 鉾 山	新潟県南魚沼郡浦佐町	?	角 岩

第2表 共生鉾物の種類及び相対的量関係 A, B, C, D, の順に多少を示す
(反射顕微鏡観察結果に基いた)

	本 山	津 田	大 谷	大 倉	双 葉	河 守
石 英	C	C	C	B	B	C
方 解 石	C	D	C	C	C	B
ヘデンベルグ輝石	D	B				
珪 灰 鉄 鉾	B	B				
柘 榴 石	C	D	B			
緑 簾 石	C		C			
磁 鉄 鉾	C					
クローム鉄鉾				C		
黄 鉄 鉾			D		C	D
硫 砒 鉄 鉾	C	C	C			C
閃 亜 鉛 鉾	C	C	C	C	C	C
磁 硫 鉄 鉾	A	A	A	A	A	A
黄 銅 鉾	B	B	B	B	B	B
キューバ鉾				C		
方 鉛 鉾	C		C	C	C	C

して使用し、弧光放電を行い島津製石英分光写真器 QM-60 に依つて撮影した。

発光条件は数回の予備実験の結果次のような条件が最適であると考え、各試料について実施した。

- | | | |
|------------------------|---------------|--------------|
| i 試料 5mg, | ii 乾板 富士プロセス | iii 電極間隔 3mm |
| iv スリット 3/100mm | v 露出 30~40 秒 | vi 電圧 250V |
| vii 電流 DC arc 5.5~6Amp | viii 現象 2分30秒 | xi 定着.5 分 |

III 分 光 分 析 結 果

第3表は検出された元素を示すもので、全般を通じて最もよく現出する成分は As, Mg, Cu, Si で Mn 及び Bi, Zn がこれについている。

これに反し Sb, Pb, Ag は全般的に極めて少い。同一鉾床型に属する津田及び本山両鉾山において As, Mg, Cu, Si が共通して全試料中に検出され、Pb, Ni, Ti

第3表 磁硫鉄鉱中の微量成分

++ : 多量(分光的に)存 + : 存 ? : 不明 - : 不存

産地	試料	元素	As	Mn	Mg	Pb	Sn	Ni	Bi	Cu	Ag	Zn	Ti	Ca	Si	Sb	Al
津	No.4		-	+	+	-	-	-	-	+	-	-	-	-	+	+	+
	No.7		+	+	+	-	-	-	+	+	+	+	-	-	+	-	-
	No.8		+	+	+	-	-	-	?	+	+	+	-	+	+	-	+
	No.9		+	+	+	-	+	-	-	+	-	-	-	-	+	-	-
田	No.13		+	+	+	-	-	-	-	+	-	-	-	-	+	-	-
本	No.1		+	+	+	-	+	-	+	+	-	+	-	-	+	-	+
	No.3		+	+	+	-	-	-	+	+	-	+	-	-	+	-	-
	No.5		+	+	+	-	+	-	+	+	-	+	-	+	+	-	-
	No.6		++	+	+	-	-	-	+	+	-	-	-	-	+	-	-
双	No.1		++	+	+	-	-	-	-	+	-	-	-	-	+	-	-
	No.2		++	+	+	+	-	-	?	+	-	-	-	-	+	-	-
大	No.1		+	-	+	-	-	?	+	+	-	-	-	-	+	-	-
	No.2		+	-	+	-	-	?	+	+	-	-	+	-	+	-	-
	No.3		+	-	+	-	-	+	-	+	-	+	+	+	+	-	-
倉	No.4		+	-	+	-	-	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+
河	No.1		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	-	-
	No.2		+	+	+	?	+	+	+	+	+	+	+	-	+	-	-
	No.3		+	+	+	?	+	+	+	+	+	+	+	-	+	-	-

が共通して存在せず、Sb も少い。Sn, Zn, Ca, Al は両者とも若干含有している。Bi に本山産のものに多く津田鉱山は分光的に稍々少い。以上のようにこれ等二つの鉱床ではその元素分布に類似性が認められる。

双葉鉱山と河守鉱山の鉱床はいづれも裂隙充填の鉄脈で、同一鉄床型に属するがその元素分布において明瞭な類似性を求める事は稍々困難である。即ち As, Mn, Mg, Cu, Si は磁硫鉄鉱の一般的特質に一致してその存在が認められるが Ni, Ag, Zn, Ti の4元素では全く相反している。

大倉鉱山の場合 As, Mg, Cu, Si の存在は磁硫鉄鉱の一般的特質と一致しているが、Mn は他の全試料中で検出されるにも拘らず、本鉄床では認められず、Bi, Ti, Ni が可成り分光的に多く、この点河守産のものに近い傾向を有している。しかし Pb, Ag, Sn に関してはむしろ接触鉄床型のものに近い。

IV 結果に対する考察

鉄床型式と微量成分とに関しては上述のように本山と津田の場合のように類似性が認められるものと、双葉と河守のように可成り異つた分布を示す場合とがあつて、これだけのデーターによつて簡単にはいづれとも結論する事は出来ない。さらにより多くの磁硫鉄鉱床の微量成分を検出し、その分布を検討する必要がある。たゞ同一

鉱床型といつても生成機構やその形状によつて一応分類したものであり、生成条件つまり母岩とか、生成温度とか、生成時期が異つているのでこれが又鉱液の化学成分と共に元素分布に或る程度影響を与えるのではないかと考える。この点については錫鉱の場合京大滝本教授は鉱床区や母岩の差異にもとづく変化よりもむしろ生成温度が可なり重要なファクターとなる傾向のある事を指適されている。

鉱液の化学成分に関連して微量成分と共生鉱物の主成分元素との関係については斎藤氏が北海道の満樺鉱物の場合について報告されている程度で、あまり発表されていない。

磁硫鉄鉱々床の顕微鏡的研究の結果第2表に示すように鉱石鉱物として黄鉄鉱 FeS_2 、黄銅鉱 CuFeS_2 、硫砒鉄鉱 AsFeS 、閃亜鉛鉱 ZnS 、方鉛鉱 PbS 、磁鉄鉱 $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ がその主なるものであり、又脈石としては灰鉄輝石 $\text{CaO} \cdot \text{FeO} \cdot 2\text{SiO}_2$ 、珪灰鉄鉱 $\text{CaO} \cdot \text{Fe}(\text{OH})\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$ 、緑簾石 $2\text{CaO} \cdot \text{Fe}(\text{OH})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$ 、柘榴石 $3(\text{Ca} \cdot \text{Mg} \cdot \text{Fe})\text{O} \cdot (\text{Al} \cdot \text{Fe})_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$ 、石英 SiO_2 、方解石 CaCO_3 が認められる。

即ちこれ等の鉱物の主成分元素は Fe, Cu, As, Zn, Pb, Si, Ca, Mg, Al, であつて微量成分として最もよく現出する元素 As, Cu, Mg, Si と可成り傾向を同じくしている。これ等の鉱床が As, Cu, Fe, Zn 等の金属類を溶解した硫酸溶融体の上昇、沈澱、品出といった順序で形成され且鉱物相互間の関係は極めて密接で同時品出の傾向が観察される点から元素の種類は鉱化ガス又は鉱液そのものの化学組成に支配されているのではなからうかと推察する。

さらに Sb, Ag, Pb, Ni, Sn が全般的に少く、共生鉱物としてもこれ等を主成分元素とする普通の硫化鉱物である輝安鉱 Sb_2S_3 、輝銀鉱 Ag_2S 又は自然銀、硫鉄ニッケル鉱 $(\text{Ni}, \text{Fe})_9\text{S}_8$ 、黄銅鉱 $\text{CuS} \cdot \text{FeS} \cdot \text{SnS}_2$ の存在は認められず、方鉛鉱も極めて少い事と比較すれば稍々一致した傾向と考えられる。これ等はいづれも全般的な傾向であつて個々の鉱床についてみると必ずしも一致するとは限らず逆の場合も認められる。例えば本山鉱山の Bi, 大倉鉱山の Bi, Ni 河守の Sn, Ni, Bi 等は磁硫鉄鉱中の微量成分として分光的に可成り存在するにも拘らず、これを主成分とする鉱物は見当らない。又又葉鉱山の場合硫砒鉄鉱の存在が認められないのに As は多量存在し、反対に閃亜鉛鉱が存在するにも拘らず Zn は検出されない。この様な例は黄鉄鉱中の微量成分でも中瀬鉱山の場合の Sb について同様な事が判明している。

従つて同一の元素を主成分とする鉱物が共生しているという事は一応考慮されるべき条件ではあるが晶出時期のずれの程度、それ等の鉱物が連続的同時に晶出したものか、間断的な晶出であつたかといつたような事も問題になつてくると思う。大倉鉱山や河守鉱山の Ni については硫鉄ニッ

ケル鉱は認められなかつたので H. Newhouse の説のように磁硫鉄鉱-硫鉄ニッケル鉱の固溶体として存在する場合が考えられる。猶 G. M. Schwartz のリストに磁硫鉄鉱は黄銅鉱、磁鉄鉱とも固溶体を形成する事が記載されているがこれ等の鉱物の主成分元素である Fe, Cu が既に存在する事は前述の通りである。しかし本山鉱山の Bi や河守鉱山の Sn, Bi の存在は固溶体として考えられない。

要するにこれ等の微量成分の存在状態については今日まで明瞭な結論は発表されていないが i) 固溶体として ii) 単独的な不純物として iii) 原子置換によつてといったような場合が推察出来るのではないかと思う。

同じ Fe-S 系の黄鉄鉱中の微量成分について九大 木下教授は全般的に最もよく現出する成分として Cu, Pb, Zn, Ag, As を又これについて Mn, Sb を挙げておられるが、磁硫鉄鉱中の微量成分については既述のように As, Mg, Cu, Si, Mn が最もよく現出する成分であり、Bi, Zn がこれについている。

従つて両者を比較して As, Cu, Mn, Zn は共通して現出する成分であり、Pb, Ag は磁硫鉄鉱中には極めて少い成分である。これ等の元素分布の根源は勿論地球化学的、鉱床学的な根本問題であつて簡単に二、三の条件で決定する事は不可能であるが生成時に於ける鉱液の化学成分が重要なファクターである事は容易に推察出来得るし、共生鉱物の主成分元素と或る程度の関連を有し得ると考えてもよいのではなからうか。

以上分光分析の結果と顕微鏡観察にもとづいて磁硫鉄鉱中の微量成分と鉱床との関係について若干の考察を試みたが準備不十分で未だ完全な結論も得られず粗雑な報告となつてしまつた事を深く御詫びする。

終りに臨み本研究に対し種々有益な御助言を賜つた京都大学滝本教授、鉱産資源研究所園田所員、並びに研究の機会を与えられた別府化学工業株式会社常務取締役八木裕氏、試料採取に際して便宜を与えられた鉱山現場の関係各位に深甚なる謝意を表する次第であります。

北海道奥士別産イソ正長石

Isorthoclase (Iso-orthoclase) from Okushiketsu,
Teshio prov. Hokkaido.*

浅井 宏 (Hiroshi Asai)**

Abstract ; (1) Isorthoclase is found as one of the component minerals of the banded gneiss.

(2) The component minerals of the banded gneiss are plagioclase, biotite, quartz, potash-feldspar (including orthoclase and isorthoclase) and others.

(3) The optical properties of isorthoclase are described in this paper.

1 前 が き

筆者は 1951 年 7 月北海道天塩国上川郡奥士別の近傍の日高層、変成日高層及びこれと関係の深い閃緑岩類を調査する機会にめぐまれた。たまたま変成日高層と考えられる縞状の片麻岩（有色鉱物の量比によつて縞状構造をあらわしているのではなくて斑状変晶の粒度のちがいによつて縞状構造をあらわしているもの）中のカリ長石類の内、イソ正長石を認めることが出来たので、その産状及び光学的性質について記述する。記述にあつて、終始御指導をいただいた鈴木醇教授、石川俊夫教授および舟橋三男助教授をはじめとする日高研究グループの方々に感謝申上げる。尙、研究に要した経費は文部省自然科学研究費及び北海道地下資源調査所の御援助によるものである。又光学恒数測定にあつては北海道大学地質学鉱物学教室を使わせていただいた。ここに各位に厚く御礼申上げる次第である。

2 地 質 概 況

北海道天塩国上川郡奥士別朝日村の南方には略々南北 15 軒、東西 12 軒にわたつて細粒斑岩質閃緑岩や石英閃緑岩が広く分布している。この細粒斑岩質閃緑岩や石英閃緑岩は、その北側は不変成日高層や変成日高層に接し、南側では第三紀層及び火山噴出物におおわれている。これら閃緑岩類の中で細粒なものは石英閃緑岩に捕獲されているか、又はやや明瞭な境界をもつて、小形なパッチとなつて、石英閃緑岩の中に散在している。又これらの細粒相は比較的被侵入母岩に接近して分布していて、閃緑岩体の内域はほとんど石英閃緑岩になつている。変成日高層は黒雲石ホルンフェルス、黒雲母ホルンフェルス、細粒片麻岩からなりたつている。この片麻岩

* 日本地質学会北海道支部例会講演 1952

北海道地質要報 No. 23, p. 22, 1953 に北海道産岩石雜記の項にその一部を記載した。

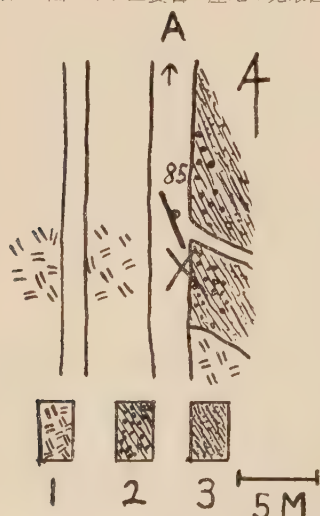
** 北海道学芸大学地学教室

類は細粒，粗粒の縞目があらわれていて密接に伴われて産出している。そしてこれらの片麻状岩石はホルンフェルスの中や，不変成日高層の中においてさえ，閃緑岩体に接近して，極めて局所的に形成せられているのである（第1図）¹⁾²⁾³⁾。

3 産 状

こゝに述べようとするイソ正長石は上述の細粒及び粗粒の縞状構造を示す片麻岩の中で，その粗粒部に形成しているものである。天塩川の一小支流のパンケイ下流部には，前に述べた意味の縞状片麻岩と細粒斑礫岩質閃緑岩とが相接してい

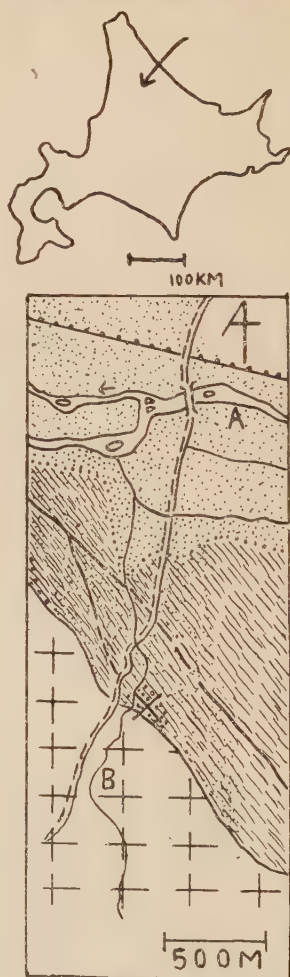
第2図 イソ正長石の産地の見取図



1. 細粒斑礫岩質閃緑岩，2. 片麻岩，3. ホルンフェルス

- 1) 舟橋三男；奥土別紫蘇輝石斑礫岩体について 民主主義科学者協会地学団体研究部会札幌支部報 No.2, 1949 (要旨)
- 2) 酒匂純俊；奥土別図幅説明書，1952, 3
- 3) 浅井 宏；北海道奥土別南方の斑礫岩，地質学雑誌，58, 281, 1952 (要旨)

第1図
イソ正長石の産地の地質図
(奥土別図幅説明書による)



1 2 3 4

A…天塩川， B…パンケイ，
1. 細粒斑礫岩質閃緑岩及び石
英閃緑岩， 2. 不変成日高層及
びホルンフェルス， 片麻岩類，
3. 第四紀層， 4×…イソ正
長石の産地

る部分が観察される。片麻岩類はこゝの露出では軽微な機械的な運動が加わつて形成されているが、これに接している細粒斑岩質閃緑岩はこのような運動をうけていない。片麻岩類はホルンフェルスと同様の走向、傾斜を示している。このような産状を示している片麻岩類の粗粒な岩相の中に、他のカリ長石と共にイソ正長石が斑状変晶となつているのが観察される(第2図)。

4 岩 質

粗粒な片麻岩は斜長石、黒雲母、石英、カリ長石(正長石及びイソ正長石)、白雲母、ジルコン、及び磁鉄鉱から出来ている。鏡下では部分的に細粒片麻岩やホルンフェルスの粒度を示していることがあるが全般的には粗粒なプラノプラスティック構造を示している。斜長石は大ていの場合は自形で石英がモザイク状な形をとつているのに比べて対蹠的な構造をあらわしている。この粗粒な片麻岩に密接に伴われる細粒の片麻岩は斜長石、石英、黒雲母、カリ長石、白雲母、石榴石、ジルコン及び磁鉄鉱から出来ていてホルンフェルスの構造と粒度を前の粗粒な片麻岩より多くのこしている。細粒片麻岩と粗粒片麻岩とが接触している部分は肉眼的にはやゝはつきり区別出来るものであるが顕微鏡下では細粒部には粗粒部に接近して、石英粒を包む半自形の斜長石か又は自形の累帯構造をもつた斜長石がパッチ状に形成されているのが観察される。これらパッチ状の斜長石は斑状変晶と考えられ粗粒な片麻岩を形成する一つの過程を示している。

イソ正長石を含む粗粒な片麻岩では斜長石は累帯構造をもつ(この累帯構造は非対称的である)ものが多くその成分は $An\ 28\sim 32$ 内外を示している。

石英はモザイク状に他の鉱物の間をうずめているものが多く又波動消光をする。又石英の一部には斜長石の割目に細脈状に入りこんでいるものもある。石英の内部には細粒な汚染した斜長石粒や黒雲母の小結晶が包みこまれている。

黒雲母は変晶として生長し斜長石や石英等を包みこんでいるものがあるが、その一方では細粒の黒雲母は斜長石や石英の変晶の中にとりこまれているものがある。大きく生長した黒雲母は $\gamma=1.648\sim 1.659$, $X\cdots$ 淡黄色, $Y\cdots$ 赤褐色, $Z\cdots$ 赤褐色, $X<Y=Z$ の性質をもっている。

カリ長石は前記の諸鉱物の間をうずめて半自形の 変晶状に生長している。斜長石との境界面には掌状のミルメカイトが形成されている。これは斜長石を交代しているように見られる。カリ長石と斜長石が接していてもミルメカイトが出来ないような場合には斜長石は虫くい状にとかされているように見られる。

白雲母はカリ長石の内に部分的に形成せられている場合が多い。

ジルコンは黒雲母に包含せられて多色晕を作っている場合が多い。

磁鉄鉱は自形を示しているものがなくて散点して一定した形をもたない。無色鉱物又は有色鉱物に包含されている。

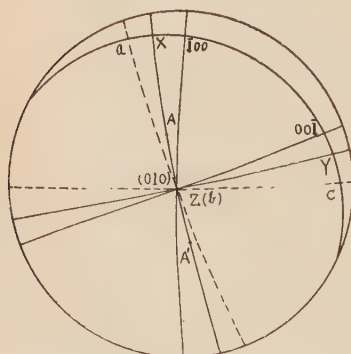
以上あげた成分鉱物の容量比は斜長石 41.5%, 黒雲母 28.7%, 石英 27.9%, カリ長石 1.1%, 其の他の鉱物 0.8% となつている。

5 イソ正長石の記載

イソ正長石は前項で述べたカリ長石の鏡下の産状と同様な性質を示し、正長石と交っている所はない。斑状変晶として他の鉱物の間をうすめ斜長石に対してはミルメカイトを形成させるか又は虫くい状に斜長石をとかしたような関係を示し、石英に対しては小形の石英を包みこみ大形の石英に対してはかえつてイソ正長石がゆうしよくせられたような所が見られる。白雲母はイソ正長石を交代して生成せられている。その光学恒数及び光学的弾性軸と結晶軸との関係を鏡下において次の如く測定した(第3図及び第4図)。

第4図

顕微鏡下におけるイソ正長石の劈開と結晶軸及び光学的弾性軸との関係を示したステレオ投影



破線は劈開面及びパーテングの面の軌跡

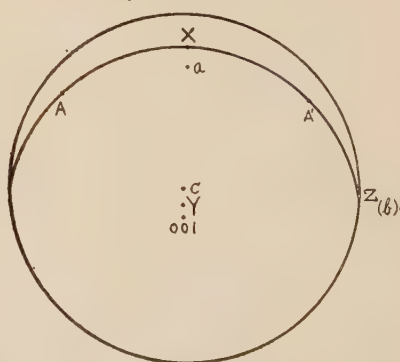
第3図 イソ正長石の顕微鏡下のスケッチ



Ka...イソ正長石, P...斜長石,
Q...石英, Bi...黒雲母, Mu...
白雲母, Mr...ミルメカイト

第5図

イソ正長石のステレオ投影



(+) $2V = 72^\circ \pm 1^\circ$, $\beta_0 = 1.523 \sim 1.525$ (浸液法による), $\beta_0 - \alpha = 0.002 \pm 0.001$ (コンペンセーターによる), $c \wedge Y = 11^\circ \pm 1^\circ$, $X \wedge a = 9^\circ \pm 1^\circ$, $(001) \wedge (100) = 71^\circ \pm 1^\circ$, b 軸は (010) に垂直, (001) に平行にやゝ明瞭な劈開, (010) に平行に而も弱いパーテングをもっている。以上の資料をステレオ投影すると第5図の如く示すことが出来る。

6 考 察

本地域の不変成日高層の片麻岩化せられた岩石の構成鉱物としてのイソ正長石はこれと一緒に伴われる他の正長石と同様に片麻岩化作用にあずかる諸構成鉱物の比較的後期の産物であることは明らかである。又これらイソ正長石を含む片麻岩の形成が細粒斑岩質閃緑岩及び石英閃緑岩の形成と密接に関係するものであろうことは疑う余地もない。イソ正長石の形成がカリ長石の形成の内でのどのような位置を占めているかは明らかになし得ない。

現在までに知られたイソ正長石の記載を見るとウラル山脈の東側のオビ川上流のトロイツクでは花崗岩又はボーフロイド花崗岩中に形成され¹⁾²⁾ 又、北米の北バージニアの花崗片麻岩の中に観察せられている³⁾。

本邦においては天竜川中流の水窪西方(静岡県磐田郡 佐久間村の領家変成岩と考えられる含柘榴石、堇青石、黒雲母ホルンフェルスの中に変晶として産出するのが小出博につて発見せられている⁴⁾。

現今迄の知識ではイソ正長石が存在しているという岩石学的意義は明らかになし得ないが今後の資料の集積とともにその意義も明らかになるものと思われる。

土壤生成作用の礦物学的研究(第2報)

福島縣大越町附近に於ける花崗閃緑岩土壤中の
粘土礦物に就いて(II)

Mineralogical studies on the soil genesis (2): The clay minerals in the soil derived from granodiorite at Ōgoe, Fukushima Prefecture (II)

増井淳一 (Jun-ichi Masui)*

6 粘土分の礦物組成

作成した試料の中 $<0.2\mu$ 及び $0.5\sim 1.0\mu$ に就き、X線粉末写真、化学分析及び示差熱分析によつて其の粘土鉱物組成を調べ、母材との関連性に就いて考察した。

既に述べた方法により酸化鉄及珪酸或は礬土のゲルを除去した試料を50% H_2SO_4 液を入れた desiccator 内に放置し、50% 相対湿度の蒸気圧

- 1) Duparc, L., ; Comp. Rend., 88, 714, 1904.
- 2) Duparc, L., ; Neues Jahrbuch, 1, 24, 1905.
- 3) Barth, T. F. W., ; Amer. Min. 18, 478, 1933.
- 4) 坪井誠太郎; 日本地質学地理学輯報, 13, 335, 1936.

* 東北大学農学部

の中で吸湿平衡に達せしめ各実験に供した。

A X線粉末写真 使用したカメラは半径 30.25mm, 対陰極に鉄を用いた。前報告と同様本実験に於ても廻折線は可成り不明瞭で巾の多少広いものが多い。写真の結果は第4表の通りである。

Table 4. X-ray diffraction patterns of the clay fractions

No.12				No.14				No.16			
<0.2 μ		0.5~1.0 μ		<0.2 μ		0.5~1.0 μ		<0.2 μ		0.5~1.0 μ	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
9	22~23Å	9	22~23Å			10	22~23Å			9	22~23Å
9	15.3	10	15.1	9	15.3Å	10	15.3			9	15.1
										1	10.2
		5	7.42			2	7.54	7	7.42Å	6	7.42
		6	7.11			4	7.03			8	7.11
						3	4.93				
10	4.48	9	4.49	10	4.49	9	4.49	10	4.49	10	4.48
9	3.95	9	4.03	10	3.95	9	3.97	10	4.01	10	4.01
2	3.60	4	3.61			1	3.61	8	3.58	6	3.59
		1	3.40	1	3.40	5	8.40				
1	2.85	1	2.85								
5	2.58	6	2.58	6	2.58	4	2.61	5	2.57	5	2.58
4	2.38	4	2.37	2	2.38	3	2.40	3	2.37	4	2.37
1	1.99	2	2.00	1	2.00	1	2.00	1	1.99	1	2.00
		1	1.82			1	1.80				
3	1.68	3	1.68	3	1.98	3	1.68	2	1.68	4	1.68
3	1.65	3	1.65	3	1.95	3	1.65	2	1.63	4	1.65
		1	1.54							1	1.54
5	1.49	3	1.49	5	1.49	2	1.49	6	1.49	6	1.49
1	1.29	1	1.29					1	1.29	1	1.29
1	1.24							2	1.24	1	1.24

a) No.12. <0.2 μ : 15.3Åの線が強く現われており montmorillonite 系の粘土鉱物の存在を示すが、廻折線は比較的多く其他の鉱物の含まれている事が考えられる。4.48Å, 2.53Å, 1.68Å, 1.65Å, 1.49Å, 1.29Å 及び 1.24Å の線は何れも montmorillonite の他 kaolinite, halloysite 或は hydrated-halloysite と重なるものであり、又弱い intensity を持つ 3.60Å, 2.38Å の線は kaolinite 及び halloysite 或は hydrated-halloysite の存在を暗示するが何れか明かでない。更に 1.99Å の線は極めて弱いが之は kaolinite, illite 或は sericite に相当するものである。15.3Å と 4.48Å の間に明瞭な廻折線は見られないが、22~23Å に強い廻折線が認められ、interstratified mineral 或は mixed layer aggregate と呼ばれている粘土鉱物の存在を暗示する。之れに就いては後で述べる。

b) No.12, 0.5~1.0 μ : 15.1Å の強い廻折線その他、其他の廻折線も略 <0.2 μ のそれと同様の傾向を示すが、弱い 7.42Å と比較的強い 7.11Å の廻折線が現われている。之は montmorillonite の他 halloysite 及び kaolinite の存在を示すものである。其他 4.49Å, 2.58Å, 1.68Å, 1.65Å, 1.49Å 及び 1.29Å の各廻折線は montmorillonite, hydrated-halloysite, halloysite 及び kaolinite のそれを表

すものであり、 3.61\AA 、 3.40\AA 及び 2.37\AA は kaolinite, halloysite 或は hydrated-halloysite の線に相当する。又 $22\sim 23\text{\AA}$ の強い廻折線の現われている事は前者と同様である。

c) No. 14, $<0.2\mu$: 前二者に比較し廻折線の数はいくらか減少しているが、 15.3\AA の廻折線が強く現われている他 4.49\AA 、 2.58\AA 、 1.68\AA 、 1.65\AA 、及び 1.49\AA の各線は montmorillonite 系粘土鉱物の存在を示している。既に述べた様に之等は kaolinite 或は halloysite の線と重なり、又弱い 3.40\AA 、 2.38\AA 及び 2.00\AA の廻折線が認められ、必ずしも montmorillonite のみとは云われない。併し No 12, $0.5\sim 1.0\mu$ の如く 7.4\AA 或は 7.1\AA の廻折線が明かでなく、又 $22\sim 23\text{\AA}$ の線も認められないので montmorillonite 系粘土鉱物が主体をなすものであろう。

d) No. 14, $0.5\sim 1.0\mu$: 廻折線は $<0.2\mu$ に見られない 7.54\AA 、 7.03\AA 、 4.93\AA 、 3.61\AA 等が認められる他、 $22\sim 23\text{\AA}$ も強く現われている。 15.3\AA の廻折線は強く、 7.03\AA も可成りの強さを有するが、 7.54\AA は極めて弱い。之等の関係から montmorillonite 系の粘土鉱物を主体とし、之に kaolinite を含み更に少量の halloysite を混入するものと考えられる。

e) No. 16, $<0.2\mu$: 可成り巾の広い併し比較的強い intensity を有する 7.42\AA の廻折線が認められ、 4.49\AA 、 3.58\AA 、 2.57\AA 、 2.37\AA 、 1.68\AA 、 1.63\AA 、 1.49\AA 等の廻折線も halloysite の存在を暗示するが、 15\AA に明瞭な廻折線が現われていないので montmorillonite 等の粘土鉱物は殆んど含まれていないものと思われる。

f) No. 16, $0.5\sim 1.0\mu$: 明瞭な 7.11\AA 、 7.42\AA 、 15.1\AA 及び $22\sim 23\text{\AA}$ の廻折線その他極めて弱い 10.2\AA の廻折線が現われている。其他の廻折線は $<0.2\mu$ のそれと同様であり、montmorillonite 系の粘土鉱物の他 kaolinite 及び halloysite の存在が明かである。

No. 16, $<0.2\mu$ を除き総ての fraction に強い intensity を有する $15.1\sim 15.3\text{\AA}$ の廻折線が認められるが ethylene glycol で処理した後撮影した写真では 15\AA の廻折線が expand して 17.1\AA として現われており、明かに montmorillonite 系粘土鉱物の存在を示している。

又 $22\sim 23\text{\AA}$ の廻折線が No. 14 及び 16 の $<0.2\mu$ を除き総ての fraction に現われている。カメラ半径がかわる θ の小さな廻折線を測定するには小さく完全な判定は困難であるが、之は montmorillonite と kaolinite 或は halloysite との interstratification と思われる。斯様な interstratified mineral に就いては須藤氏¹⁾、Jackson²⁾、Giesecking³⁾ 等も述べている通り、一つの粘土鉱物が他の鉱物へ変化する過程の産物であり、土壤の如く其の環境が一定でなく、或る周期を以つて環境の変化する場合にはそれに相応する安定な粘土鉱物の生成或は移行が常に行われるものであり、斯様な interstratified mineral 或は mixed layer aggregate と云う可きものは土壤中では広く存在するものと思われる。

1) 須藤俊男：粘土鉱物，192～194，1953.

2) Jackson, M. L., Hseung, Y., Corey, R. B., Evans, E. J. and Vandln Heuvel, R. G. : Weathering sequence of clay-size minerals in soils and sediments : Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 16, 3～6, 1952

3) Giesecking, J. E., Advances in Agronomy. 1, 170～171, 1949

B 化学分析 分析結果は第 5 表の通りである。既に述べた如く酸化鉄を Truog の方法で除去した後、更に 2% Na_2CO_3 溶液中で 30 分間煮沸し珪酸及礬土のゲルを除いた試料に就いて分析を行つたので、酸化鉄及びゲルは殆んど除去されたものとする可きであるが、一部を除き 4% 前後の Fe_2O_3 を有し、 $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ は 1.80~2.36 で可成り低い。

Table 5 Chemical composition of the clay fractions

	No.12		No.14		No.16	
	<0.2 μ	0.5~1.0 μ	<0.2 μ	0.5~1.0 μ	<0.2 μ	0.5~1.0 μ
	%	%	%	%	%	%
SiO_2	43.10	45.51	41.64	40.37	43.33	45.06
Al_2O_3	32.41	30.40	31.88	35.82	36.46	33.58
Fe_2O_3	3.84	3.70	4.10	3.68	1.62	4.03
FeO	0.59	1.20	0.42	0.69	0.31	0.48
MnO	tr	tr	tr	tr	tr	tr
CaO	0.08	0.09	0.08	0.06	0.07	0.06
MgO	0.81	2.12	1.30	1.41	0.31	0.86
Na_2O	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
K_2O	2.68	3.18	2.41	3.08	1.35	1.94
$\text{H}_2\text{O}(+)$	11.28	10.47	12.44	11.74	11.06	10.59
$\text{H}_2\text{O}(-)$	5.49	3.89	6.31	3.54	5.33	3.98
Total	100.28	100.57	100.58	100.31	99.84	100.58
$\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$	2.10	2.36	2.06	1.80	1.97	2.12
Cation exchange capacity m.e/100gr	26.19	30.77	31.87	26.17	12.21	28.43

*Barium-acetate methode

a) No.12, <0.2 μ : $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ は 2.10 で非常に低いが、所謂 kaolinite 系の鉱物としては Fe_2O_3 : 3.84%、 K_2O : 2.68%であり、塩基置換容量も 26.19m.e で単一の kaolinite 系の鉱物とは考えられない。X線粉末写真の結果では kaolinite 或は halloysite の他 montmorillonite 系の粘土鉱物の存在が明かで、4% 近くの Fe_2O_3 の含量からみれば X線粉末写真に示される montmorillonite は nontronitic montmorillonite と考えられる。又 K_2O の 2.68%は黒雲母の風化過程の産物と思われる degraded illite の存在によるものと考えられる。含水量の少い点からみても kaolinite 或は halloysite を主成分とし、之れに nontronitic montmorillonite と少量の degraded illite を含むものであろう。

b) No.12, 0.5~1.0 μ : 前者に比較して Fe_2O_3 3.70% で殆んど変化はないが、 $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$: 2.36, MgO : 2.12%, K_2O : 3.18%, 塩基置換容量 30.77m.e で、総て多少増加の傾向を示し、特に MgO は可成り高い。 MgO 及び K_2O が fine fraction よりも増加している現象は後で述べる No.14 及び 16 でも認められる事実で、之は黒雲母の風化物に原因があると考えられるが、X線粉末写真では 10Å の廻折線は認められない。併し既に述べた degraded illite と云う可き黒雲母から

kaolinite えの変化過程中的中間生成物によるものであろう。X 線粉末写真で kaolinite 及び少量の halloysite と共に montmorillonite 系粘土鉱物の存在が認められ、3.70%の Fe_2O_3 の含量を考えると既に述べた nontronitic montmorillonite. と云う可きものと思われる。

c) No.14, $<0.2\mu$: $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ は 2.06 であるが塩基置換容量は 31.87m.e である他、 Fe_2O_3 も 4% を越えている。 MgO : 1.30%, K_2O : 2.41% で、No.12., $<0.2\mu$ とは著しい差は認められない。X 線粉末写真では montmorillonite 系粘土鉱物の存在が明かであるが、kaolinite 或は halloysite を示す顕著な証拠はない。併し化学分析の結果では nontronitic montmorillonite の他 kaolinite 或は halloysite 及び degraded illite も含まれていると考えられる。

d) No.14, $0.5\sim 1.0\mu$: $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ は 1.80 で極めて低く、而も又 MgO : 1.41%, K_2O : 3.08% で $<0.2\mu$ よりも多少増加している。 Fe_2O_3 は 3.68% で著しい差は認められない。X線粉末写真では montmorillonite 系粘土鉱物の存在が kaolinite 及び少量の halloysite と共に明かであり、化学分析結果から前者と類似の鉱物組成と考えられるが、前者に比較して nontronitic montmorillonite が少く kaolinite 及び halloysite が増加している他、degraded illite も多いものと考えられる。

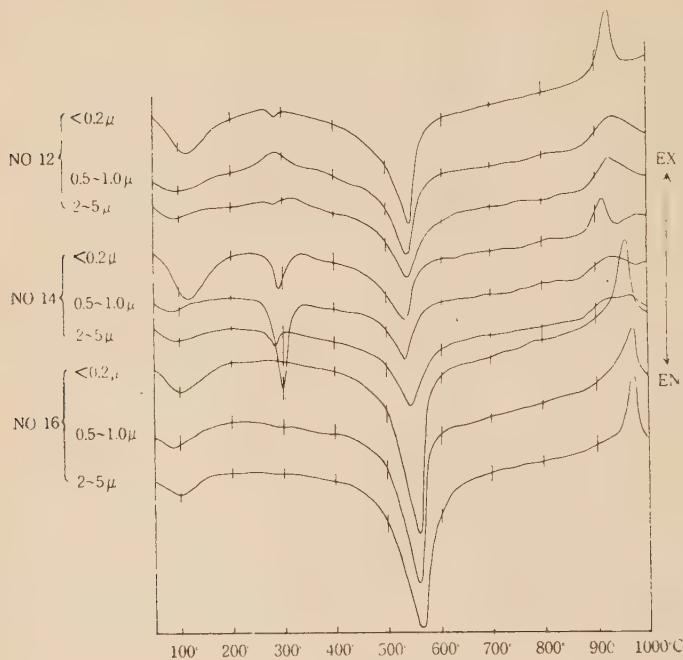
e) No.16, $<0.2\mu$: 前四者に比較して著しい相違は Fe_2O_3 , MgO , K_2O 共に極めて少く、塩基置換容量も 12.21m.e である事である。併し之れとても純粋の kaolinite 系の鉱物のみとは考えられないが少くとも其の主成分をなすものであろう。X線粉末写真では halloysite の存在を示し、montmorillonite 系鉱物の存在を示す 15Å の廻折線は明かでない。かゝる結果からも halloysite を主成分とし、極めて少量の nontronitic montmorillonite 及び degraded illite を含むものと考えられる。

f) No.16, $0.5\sim 1.0\mu$: K_2O が少い他は No.12, $<0.2\mu$ に類似の化学組成を有する。X線粉末写真では 15.1Å, 7.42Å 及び 7.11Å の線が見られ montmorillonite 系鉱物, halloysite 及び kaolinite の存在を示しているが、化学分析の結果でも Fe_2O_3 : 4.03%, MgO : 0.86%, K_2O : 1.35% で kaolinite 及び halloysite に nontronitic montmorillonite を混え、degraded illite を多少含むものと考えられる。

C 示差熱分析 50% H_2SO_4 上で乾燥した試料の中 $<0.2\mu$, $0.5\sim 1.0\mu$ 及 $2\sim 5\mu$ に就いて 1 分間 10°C 速度で加熱して得られた示差熱曲線は第 3 図の通りである。

a) No.12: $540^\circ\sim 550^\circ\text{C}$ に endothermic peak が $930^\circ\sim 935^\circ\text{C}$ に exothermic peak が現われる。 $<0.2\mu$ の 115°C に認められる巾の広い緩かな endothermic peak は $0.5\sim 1.0\mu$ 及び $2\sim 5\mu$ では著しくない。 $540^\circ\sim 550^\circ\text{C}$ の peak は $<0.2\mu$ では 550°C であるが、 $0.5\sim 1.0\mu$ 及び $2\sim 5\mu$ では 540°C であり而も coarse fraction 程 peak の形状は其の中が広く且つ浅い。左右非対称で特に $<0.2\mu$ では halloysite のそれに極めて類似するが、coarse fraction になるに従い対称に近くなる。 $930^\circ\sim 935^\circ\text{C}$ の exothermic peak は $<0.2\mu$ では巾も細く比較的鋭いが、 $0.5\sim 1.0\mu$ 及び $2\sim 5\mu$ では巾が広く緩かな曲線である。 700°C 附近に montmorillonite の存在を示す endothermic peak は何れの曲線にも現われない。併し斯様な

Fig. 3. Differential thermal curves of clay fractions



kaolinite 鉱物との混合粘土にあつては、其の peak の $500^{\circ}\sim 600^{\circ}\text{C}$ に現われる事が須藤氏¹⁾により述べられており、 700°C 前後に endothermic peak が現われないからと云つて必ずしも montmorillonite の存在しない理由にはならない。全体の形状は特に fine fraction に於ては kaolinite よりも寧ろ halloysite に近く、coarse fraction 程之に nontronitic 及び illitic な粘土鉱物の多量に混入している事を示している。尚 $0.5\sim 1.0\mu$ に於ける 280°C の exothermic peak は未分解の有機物によるものであり、又 $<0.2\mu$ 及び $2\sim 5\mu$ の 285°C に僅か乍ら endothermic peak が現われているが、之れに就いては No.14 の項で述べる。

b) No.14 : $<0.2\mu$ に於ては 120°C 、 295°C 及び 540°C に endothermic peak、 915°C 及び 985°C に exothermic peak が現われる。 120°C の peak は No.12、 $<0.2\mu$ と同様巾の広い浅い peak であり、 540°C のそれは左右非対称で halloysite に類似するが、No.12、 $0.5\sim 1.0\mu$ に近似した傾向を示し、巾が広く且つ浅い。

$900^{\circ}\sim 1000^{\circ}\text{C}$ の間に 915°C と 985°C の二つの exothermic peak が現われるが、之は No.12 には見られない現象である。 915°C の peak は多少鋭いが、 985°C の peak は緩かな山型をなしている。 $0.5\sim 1.0\mu$ では 100°C 前後に殆んど peak は

なく、又 535°C の endothermic peak も巾が広く且つ浅いのは $<0.2\mu$ と同様の傾向にあるが、其の形状は左右対称に近い。更に $900^{\circ}\sim 1000^{\circ}\text{C}$ の exothermic peak は 935°C と 1000°C に僅かに見られ、 935°C の peak は $<0.2\mu$ に於ける 985°C のそれと同様緩い山型をなし、 1000°C の peak は不明瞭である。尙 300°C の endothermic peak は極めて顕著である。 $2\sim 5\mu$ では吸湿水による著しい endothermic peak はなく、 545°C の endothermic peak は巾が広く左右対称となる。 $900\sim 1000^{\circ}\text{C}$ の exothermic peak は 930°C と 970°C に僅かに現われ、巾の広い緩い山型の peak となり鋭い peak は現われない。

No.14 は No.12 に比較し全体として $500^{\circ}\sim 600^{\circ}\text{C}$ と $900^{\circ}\sim 1000^{\circ}\text{C}$ の peak の型が異つている。即ち $500^{\circ}\sim 600^{\circ}\text{C}$ の endothermic peak は巾が広く且つ浅く、coarse fraction になるに依り左右対称となり、No.12、 $2\sim 5\mu$ のそれに類似の peak となる。又 $900^{\circ}\sim 1000^{\circ}\text{C}$ に peak が二つ現われ、 $<0.2\mu$ では多少鋭いが coarse fraction では緩い山型となる。尙 700°C に montmorillonite の存在を示す peak は見られない。之等の関係から nontronitic 或は illitic の粘土鉱物を主体とし、之に halloysite, kaolinite が含まれているものと考えられる。

次に既に述べた 300°C 附近に現われる endothermic peak であるが、之は片倉根山の斑礫岩土壤粘土の示差熱曲線中にも見られた現象で¹⁾²⁾、此の peak は普通一般には goethite 或は gibbsite によるものであり、本研究に於ても一応予想される事実である。No.12 の $<0.2\mu$ 、 $2\sim 5\mu$ 、No.14 の $<0.2\mu$ 、 $0.5\sim 1.0\mu$ 及び $2\sim 5\mu$ に現われ、peak の温度は $285^{\circ}\sim 300^{\circ}\text{C}$ の間にある。No.12 に於ては微小な peak であるが、No.14 では peak の振幅は可成り著しく、特に $0.5\sim 1.0\mu$ では極めて顕著である。下層の No.16 では全く現われない。No.12、 $<0.2\mu$ 、No.14、 $<0.2\mu$ 特に同り $0.5\sim 1.0\mu$ の化学組成は X線粉末写真から予想せられる鉱物組成と比較して極端に $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ の値が低い。供試粘土が酸化鉄の除去されたもので goethite の存在は考えられないので、かかる事実からも 300°C 附近の endothermic peak が gibbsite の存在を示すものとするのは極めて合理的である。X線粉末写真では gibbsite の存在を暗示する廻折線が見られないが、特に No.14、 $0.5\sim 1.0\mu$ の $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ が 1.80 であるにも拘らず、X線粉末写真では 2:1 lattice type の粘土鉱物の存在が明かである。従つて示差熱曲線に 300°C の endothermic peak が極めて著しいのは gibbsite によるものとする可きであるかも知れない。青峰氏等³⁾⁴⁾による有明海泥土及び同水田土壤中の粘土の示差熱曲線に於ても 300°C に endothermic peak が認められ、二三酸化物の水和物によるものと推定している。最近粘土鉱物或は土壤学者により関東ローム其他に gibbsite の存在が明かにされつゝあり、関東に隣接する本地域に gibbsite が認められても不合理ではない。併し示差熱分析、化学分析に見られる現象が gibbsite によるものとしても、X線粉末写真に gibbsite の廻折線の認められない事、更には何故所謂 B 層である No.14 に特に

1)2) 前出

3) 青峰重範, 和田光史: 有明海沖積水田土壤の粘土鉱物, 九大農芸誌, 14, 377~386, 1954

4) 青峰重範, 東 俊雄, 井ノ子昭夫: 有明海泥土の粘土鉱物, 九大農芸誌, 14, 387~398, 1954

多量に存在するかは不明である。

c) No.16; 何れの fraction の曲線にも著しい差は認められない。 $<0.2\mu$ に於ては、 105°C 及び 565°C に endothermic peak, 960°C に exothermic peak が認められる。 105°C の peak は No.12 及び 14 の fine fraction と同様の曲線を示し、巾が広く且つ浅い。 565°C の peak は振幅が大きく、左右非対称であり halloysite のそれに極めて類似する。 $900^{\circ}\sim 1000^{\circ}\text{C}$ の exothermic peak は 960°C に現われ比較的鋭い peak を示すものである。 $0.5\sim 1.0\mu$ では吸湿水による 100°C 前後の endothermic peak は極めて小さく且つ緩かとなるが、 560°C の endothermic peak は温度、形状共に $<0.2\mu$ に略等しく左右非対称である。 $900\sim 1000^{\circ}\text{C}$ の exothermic peak は 975°C に現われ、全体の曲線は halloysite に極めて類似する。 $2\sim 5\mu$ に於ては 110°C の endothermic peak は更に弱く、 565°C の peak は左右対称となり寧ろ kaolinite のそれに近似するものである。即ち曲線は fine fraction では halloysite に近く coarse fraction 程 kaolinite のそれに類似する。

7 考 察

以上各実験結果を綜合すれば、粘土分中の土壤粘土鉱物組成は次の様に考えられる。

No.12, $<0.2\mu$: X線粉末写真では 15.3\AA 及び $22\sim 23\text{\AA}$ の廻折線が認められるが、 10\AA 或は 7\AA 等の廻折線は認められない。化学分析では酸化鉄を除去したにも拘らず 3.84% の Fe_2O_3 を含み MgO 及 K_2O は夫々 0.81% , 2.68% であり塩基置換容量も 26.19m.e である。併し $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ は 2.10 で極めて低い、示差熱曲線は可成り halloysite に類似するが、 $500\sim 600^{\circ}\text{C}$ の endothermic peak は illitic, nontronitic の粘土鉱物の混在を示してをり、nontronitic montmorillonite 及び halloysite を主成分とし、之に少量の degraded illite 及び kaolinite を含むものである。

No.12, $0.5\sim 1.0\mu$: 廻折線は $<0.5\mu$ と同様 15.1\AA 及び $22\sim 23\text{\AA}$ が明かに認められる他、 7.11\AA 及び可成り diffuse した 7.42\AA の線が現れる。化学分析では Fe_2O_3 : 3.18% , MgO : 2.12% , K_2O : 3.18% , $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$: 2.36 , 塩基置換容量 30.77m.e で、 Fe_2O_3 を除き $<0.2\mu$ に比較して可成り増加し、特に MgO は著しい。示差熱曲線では $<0.2\mu$ よりも更に nontronitic, illitic の粘土鉱物の増加が暗示される。之等の結果から nontronitic montmorillonite, kaolinite 及び halloysite を主成分とし、之に degraded illite を含むものである。併し前者に比較して kaolinite 及び degraded illite が増加している。 $2\sim 5\mu$ の示差熱分析の結果では更に此の傾向が強くなるものであり、fine fraction 程 nontronitic montmorillonite と halloysite が多いが、coarse fraction になるに従い halloysite が減じ kaolinite, degraded illite の増加が認められる。

No.14, $<0.2\mu$: X線粉末写真では 15.3\AA の強い廻折線が現われるが、他の特徴となる可き線は認められない。化学組成では $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ は 2.03 であるが、 Fe_2O_3 : 4.10%, MgO : 1.30%, K_2O : 2.41% で純粋の kaolinite 或は halloysite でない事は勿論である。示差熱曲線は寧ろ No.12, $0.5\sim 1.0\mu$ に近く, nontronitic montmorillonite を主成分とし、之に halloysite, kaolinite 及び degraded illite を混えるものであろう。尙示差熱曲線及化学分析の結果は gibbsite の存在を暗示する。

No.14, $0.5\sim 1.0\mu$: X線粉末写真に 15.3\AA , 7.54\AA , 7.03\AA 及び $22\sim 23\text{\AA}$ の特徴ある廻折線が現われている。化学分析の結果では Fe_2O_3 : 3.68%, MgO : 1.41%, K_2O : 3.08%, 塩基置換容量: 26.17m.e であるに反し $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ は 1.80 であり、極めて低い。示差熱曲線の 300°C に極めて著しい endothermic peak がある他、 540°C の endothermic peak は前者に比較して左右対称となり、巾が広く浅くなる。即ち nontronitic montmorillonite を主成分とし、之に kaolinite, halloysite 及び degraded illite を混えるものと考えられる。 $2\sim 5\mu$ の示差熱曲線からみても、No.12 と同様 fine fraction に halloysite が多く、coarse fraction に kaolinite 及び degraded illite の多くなる傾向にある。示差熱曲線及化学組成は $<0.2\mu$ のそれよりも更に gibbsite の存在を強く暗示するものである。

No.16, $<0.2\mu$: 特徴ある廻折線は 7.42\AA のみで 15\AA 其他の廻折線は現われていない。化学分析でも MgO : 0.31%, K_2O : 1.35%, Fe_2O_3 : 1.62%, $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$: 1.97, 塩基置換容量 12.21m.e で多少 K_2O , Fe_2O_3 が多いが、halloysite 或は kaolinite のそれに近く、之は示差熱曲線でも認められる事であり、halloysite を主成分とし僅かに kaolinite, nontronitic montmorillonite 及び degraded illite を含むものであろう。

No.16, $0.5\sim 1.0\mu$: X線粉末写真に 15.1\AA , 7.42\AA , 7.11\AA 及び $22\sim 23\text{\AA}$ の特徴のある廻折線が現われてをり、化学組成も Fe_2O_3 : 4.03%, MgO : 0.86%, K_2O : 1.92%, 塩基置換容量 28.43m.e, $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$: 2.12 で混合物である事を示しているが、示差熱曲線は $<0.2\mu$ に略類似する。之等の結果から kaolinite, halloysite 及び nontronitic montmorillonite に少量の degraded illite を含むものと考えられる。No.16 に於ても halloysite は fine fraction に kaolinite 及び degraded illite は coarse fraction に多い。

以上の結果を一括すれば 第6 表の通りである。

本花崗閃緑岩土壤に於ては上記の如く nontronitic montmorillonite, halloysite, kaolinite 及び degraded illite が認められ、nontronitic

Table 6 Clay mineral compositions in the soil derived from granodiorite at Ōgoe district.

Sample No.	Fraction	Clay mineral
12	<0.2 μ	nontronitic montmorillonite, halloysite, kaolinite and degraded illite.
	0.5~1.0 μ	nontronitic montmorillonite, kaolinite, halloysite and degraded illite.
14	<0.2 μ	nontronitic montmorillonite, halloysite, kaolinite and degraded illite.
	0.5~1.0 μ	nontronitic montmorillonite, kaolinite, halloysite and degraded illite.
16	<0.2 μ	halloysite, kaolinite, nontronitic montmorillonite, and degraded illite.
	0.5~1.0 μ	kaolinite, halloysite, nontronitic montmorillonite and degraded illite

太字は主成分鉱物

示差熱曲線及び化学組成の結果では No.12 及び 14 に gibbsite の存在が予想される。

montmorillonite は全層に亘り存在するが主として B 層に相当する No.14 に多く、halloysite 及び kaolinite は下層及び表層である No.16 及び 12 に多い。halloysite と kaolinite に就いては既に述べた如く、halloysite が fine fraction に多く、coarse fraction になるに従い減少するが、kaolinite は逆の関係にあり coarse fraction 程増加する。又特に No.12 及び 14 の coarse fraction に多い傾向にある degraded illite は黒雲母の風化物と考えられる。

North Carolina の石英、斜長石、黒雲母、角閃石、紫蘇輝石、普通輝石、及び少量の磁鉄鉱より成る閃緑岩の風化に就いて Cady¹⁾ は最初紫蘇輝石の緑泥石化作用が起り次で溶脱による角閃石、黒雲母の風化が進み、風化物として gibbsite, chlorite, allophane を、後期に於て kaolinite, iron oxideを生ずるとし、其の特徴として風化によつて生ずる割目其他の物理的条件を挙げている。

花崗閃緑岩の風化過程に於ける特徴は其の鉱物組成のみならず、風化速度の極端に異なる石英、角閃石と云つた鉱物から成る点にあり、其の土壤は一般に粗鬆となり通水性が良く溶脱が行われ易い。従つて風化が進めば当然塩基不足を来し、土壤粘土鉱物として kaolinite 鉱物の生成され易い環境が作られるものと考えられる。

本地域の如く年降水量 1200mm 前後で傾斜地にある場合、角閃石其他有色鉱物の風化による塩基の溶脱が急激でなく、少くとも風化の初期に於ては可成り塩基に富んだ環境が生成されるものと思はれる。而も斯様な環

境は風化の進展と共に次第に塩基不足の環境へと変つてゆくばかりでなく、一年を通じて或る週期をもつて動いているものであり、粘土鉱物自体も之等の影響を受けるものと考えられる。nontronitic montmorillonite は斯様な風化の初期に於ける塩基に富んだ而も鉄の比較的多い環境に於て生成せられたもので、環境の変化と共に kaolinite 或は halloysite の生成が行われ、更には又環境の移動によつて mixed layer aggregate を生ずるに至つたものと解される。

土壌は水田上壤は勿論の事、概して斯様な変化のある環境に置かれているものであり、mixed layer aggregate 或は interstratified mineral と云はれているものは土壌粘土鉱物を研究してゆくにあつて注意しなければならない問題であろう。

次に fine fraction に多い halloysite と coarse fraction に多い kaolinite との關係に就いては明かではないが、kaolinite の一部が直接比較的新鮮な岩石中の長石類の kaolinization 並びに黒雲母の風化物である事は明瞭である。併し又此の一部には別の生成過程を経たものが含まれてをり、これは成因的に halloysite と相互關係にあるものかも知れない。最後に現在黒雲母の風化が kaolinite 化へと進んでいる事実は本土壤の進む方向を示しているものと考えられる。

本研究に就いて農学部内山修男教授には種々御教示を賜り、X 線粉末写真に就いては逓鋁製鉄研究所竹内常彦教授に、示差熱分析に就いては理学部草木茂彦助教に御援助を頂いた。茲に深く感謝の意を表する。

尙研究費の一部は文部省科学研究費の補助による事を明記し深謝の意を表する。

新刊紹介 構造無機化学 (III) 共立全書 桐山良一著 第 I, II 部に引き続き、ここに鉱物の構造とその性質を取扱つた第 III 部が刊行された。この第 III 部は結晶の形態、物性、化学反応を構造化学の立場から論じた鉱物学通論ともいうべきものである。第 8 篇結晶の形態と構造化学においては晶族、同形、多形、双晶、結晶の成長等の事項について記載し、特に結晶の成長に関しては、著者の新しい見解による説明もなされている。第 9 篇は結晶の力学、熱、光、電気、磁気及び放射能等の物理現象を多くの例を引用して説明し、第 10 篇には核の発生、転移、拡散、固相間反応等結晶の化学反応に関する学問の新分野について、その考え方、取り扱い方をまとめている。第 11 篇には鉱物の結晶構造の概要を、500 種以上の鉱物について簡明に記載している。(共立出版 K.K. 昭和 29 年 11 月発行、本文 240 頁、400 円) [長谷川]

北海道陸の蘆簾山銅鑛床に就いて (II)

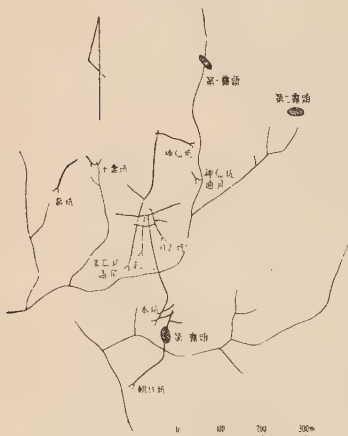
On Copper Ore Deposit of Kagenosawa Mine,
Iburi Province, Hokkaido. (II)*

杉 本 良 也 (Ryoya Sugimoto)**

IV 鑛床概要

鉾床は倶多楽火山の北方、幌別旧火山の東方に連り、幌別川中流にある。その頂上には前にのべたように新期火山岩である安山岩質泥熔岩・浮石がおおっているけれども、谷底には、主として鉾床を胚胎する緑色凝灰岩・閃緑岩が露出している。

第 6 図 蘆の沢鉾山露頭ならびに
坑道関係図



新第三紀の火成活動と密接な関係をもっている金属鉾床は、いままではほとんどすべてが、変朽安山岩や石英粗面岩のような火山岩質岩石と因果関係をもっているように記載されてきたようである。とくに、黒鉾・黒鉾式鉾床においては石英粗面岩と結びつけて鉾床の生成過程が議論されてきた。こゝで興味あることは、鉾床を胚胎する母岩がいままでほとんど記載されなかつた新第三紀層を貫く閃緑岩にまでも、およんでいることがある。

すなわち、鉾床は主に閃緑岩およ

び同岩と緑色凝灰岩との断層帯中に胚胎し、種々な型式をとる。その主なものは次のようである。

(1) 末広鉾床 この鉾床は神仙坑沢と大鉾坑沢との間のやゝ急峻な山地にあり、N70E~80E, 70~80S の走向傾斜をもっている。すなわち、ほとんど垂直に近い東西に貫く断層に沿つて発達した鉾脈であつて、上盤には断層角礫の発達がいちじるしく、下盤には鏡肌が発達が顕著である。鉾脈自身は通常の裂隙充填物ではなく、

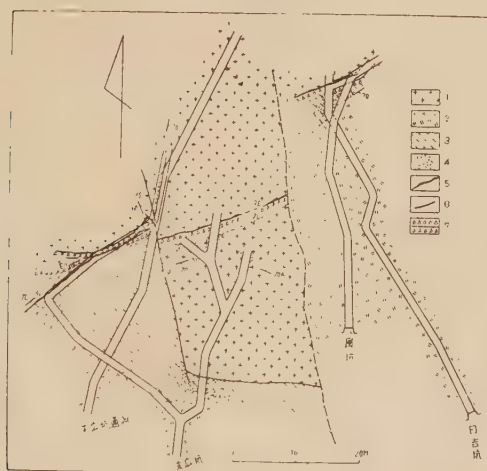
* 1954 年 3 月 20 日日本地質学会、北海道支部総会で講演

** 北海道立地下資源調査所

径 2~7cm の珪岩・チャート・閃緑岩・緑色凝灰岩の角礫細片を珪化・鉄化すると同時に、その間隙を黄鉄鉱・黄銅鉱・石英の鉄染したやゝ可塑性のある黒色粘土が充填している。鍾幅は広いところで 1.8m、せまいところで 50cm ていで、比較的膨縮がばげしいが、脈が切れてしまうことはなく、走向延長は 200m にもおよび、鍾の東西両端はともに淡色の脆弱な多少黄鉄鉱の微粒子をふくむ粘土帯にかわつている。現在までに、この鉄山から出鉄した銅鉄の大部分はこの鍾から採掘したものである。

この鍾は上にのべたように断層鉄脈であり、緑色凝灰岩が上盤、閃緑岩が下盤となつてることが多い。しかしながら、末広坑地並では第 7 図に示すように断層

第 7 図 末広坑鍾第 1 鉄体の坑内図



- | | |
|-----------|---------|
| 1 石英閃緑岩 | 5 鉄脈 |
| 2 下部緑色凝灰岩 | 6 断層 |
| 3 粘土帯 | 7 断層角礫帯 |
| 4 粘土質鉄 | |

により上下両盤とも閃緑岩体となつてゐることもある。すなわち、下盤側には 10 cm ほどの巾を有する黄銅鉱・黄鉄鉱・石英の集合体が N80E 方向の脈状型をとり、さらにその上盤側には、径 20~30cm の黄銅鉱・黄鉄鉱の鉄染した角礫質閃緑岩塊の黒色粘土で膠結された 50cm 程の巾を有する部分が発達している。そしてやゝ脆弱な赤褐色を呈する閃緑岩体に移過している。

このような特別な場合もあるが、母岩におよぼす変質作用は上盤側の緑色凝灰岩にいちじるしく、とくに黄鉄鉱化作用・粘土化作用が顕著であるが、鉄体としては比較的明瞭な境界をもつてゐる。その変質帯も鉄脈と同様に一狭いところで 1m、広い所で 10m 一不規則な膨縮性を有している。しかしながら、現在の資料では、鍾

幅と変質帯幅との間に規則性を見出すことはできないようである。

結局、閃緑岩体と緑色凝灰岩体との断層破砕帯の追跡以外には稼行できる鉱化帯を見出すことはできないようである。

(2) 第一鉱体 上にのべたように、この鉱山の鉱脈型鉱床はすべてほぼ東西性の走向であるが、この鉱床だけ南北性である。東西性鍾との関係は第 7 図に示すように鉱床生成後の断層により転位しているため明かではない。

この鉱床は上下両盤とも閃緑岩を母岩とし、走向 N10E、傾斜 80S で、東西性の鉱脈と同じく断層に沿って発達した鉱脈である。鉱体の鍾幅は 70cm で比較的膨縮の変化なく連続している。現在のところ走向延長 25m で、北端の鍾先はやゝ不規則な分岐状態をとっている。このような点から考えて、この鉱床の裂罅帯はおそらく東西性の断層運動にともなう余波的の運動の結果もたらされたと考えられる。

その鉱脈状態を見ると、晶洞にとんでおり、時には、径数厘内外の緑泥石化・珪化した角礫質閃緑岩体を取囲んで輪鉱構造を示していることもある。鉱石は堅硬緻密にして、緑泥石・紫色石英・黄銅鉱・白色石英・黄鉄鉱で構成されている。なお、これら構成鉱物も末広坑地並 10m の掘上り附近では、天水の酸化作用のため表面は青藍色の輝銅鉱・斑銅鉱などに变化している。同時に母岩も淡赤褐色となつて

いる。

(3) 神仙坑鍾 この鍾は神仙坑沢を約 300m 北上したところの沢の左岸に露出している。鉱体は第 1 鉱体と同じように両盤は閃緑岩で走向は末広鍾と同じく EW、傾斜 70S の断層粘土脈である。すなわち、多量の黄鉄鉱微粒の鉱染のため灰黒色を呈する粘土中に黄銅鉱・黄鉄鉱の緻密堅硬な塊鉱が不規則に存在する。鍾幅は末広鍾と同じように膨縮が激しく、広いところで 80cm、狭いところで数 cm である。なほ、その水平延長は神仙坑露頭から西側に 70m ほど確認されているが、末端部は「びり」状となつてゐる。しかし前にのべたような性質から考えてさらに西側への延長が予想される。既述したように、この鍾の西側への延長に相当する鍾が山陵をこえて、大鉦坑沢左岸にまでもおよんでいることが明かにされた。したがつて、この露頭も構造・鉱物組合せが神仙坑のそれと全く同様であることは勿論である。これに反して露頭東側延長は神仙坑沢に沿うほぼ南北の断層によつて切断されているようである。

一方、傾斜方向への延長をながめると、末広通洞坑地並では、この鍾に相当する部分は黄鉄鉱の微粒によつて黒色を呈する 15cm 程の断層粘土脈で代表され、局部的に黄銅鉱を伴っているにすぎないようになっている。

(4) 千寿坑、寿坑 いずれも大鉦坑沢右岸に坑口があるが、入坑できないために、賦存状態は明かでない。だが坑口附近に散在する「ずり」から判断して、緑色凝灰岩中に胚胎する黄銅鉱・黄鉄鉱を主とする塊状鉱染鉱床のようである。

なお、千寿坑口附近に軟弱な淡色粘土があるが、これはおそらく第 2 図に示すように、N10E 方向の断層に由来する粘土と考えられる。

(5) 朝日鉱床 鉱山事務所から蔭ノ沢を約 500m 北上すると、末広通洞坑の南南東 260m の地点に、この鉱山開発のきつかけとなつた鉱床の露頭がある。露頭は多少鉱染した黄鉄鉱の酸化のため、幅 15m ほどの「やけ」を生じており、かつ、

珪化のため堅硬緻密となつている。

この鉍化帯に走向 NS、傾斜 75E、幅 1m のいちじるしい珪化した部分、走向 EW、傾斜 70N、幅 30cm の石英・黄鉄鉍の鉍染した脈状部分、ほぼ上記 2 方向をとる網状部分から構成されている。

坑道埋没のため下部鉍体の状態は明かでないが、“ずり”から、緑色凝灰岩の粘土帯中に含金銀黄鉄鉍・黄銅鉍・方鉛鉍・閃亜鉛鉍・黄銅鉍・重晶石・石膏・石英を構成鉍物とする塊状鉍体のようである。

(6) 第二露頭、第三露頭第二露頭は神仙坑口から神仙坑沢をさかのぼる 160m の地点、第三露頭は第二露頭の南南東 200m の地点にある。両露頭とも上部凝灰岩中に胚胎する黄銅鉍・黄鉄鉍・閃亜鉛鉍・方鉛鉍・石英脈で、走向 60W、傾斜 70E、幅 30cm である。第三露頭は第二露頭とほぼ同一直線上にあつて、同一鉍脈のようであるが、前にのべたようにこの鉍山の鉍床の多くは、断層で転移しているため明かでない。

V 主要鑛石

現在採掘中の 2, 3 の鉍石についてのべる。

(a) 角礫石英黄鉄鉍黄銅鉍鉍石 珪質で、時に黄鉄鉍微粒の散在する径 3cm 内外の石英閃緑岩角礫を、石英・黄鉄鉍・黄銅鉍の集合がおおい、いわゆる角礫鉍を形成している。

閃緑岩角礫の中心部は石英で交代され、その原鉍物の輪郭は全くみとめられない。かつ、その辺縁部は幅 0.5cm の緑泥石で交代されているが、岩礫の原形はみとめられる。

各角礫のこのような緑色辺縁部を基底として、発達しつつある石英結晶をさまざまに黄鉄鉍がくいこんで沈澱し、その間隙をモザイク状の黄銅鉍・石英の集合が充填するも、なほ孔隙を残している。

このように一種の累帯構造を呈する。したがって先に晶出した鉍物を包裹することがあつても、貫いていることはみとめられない。

以上の点から推定すると、この鉍石は相互に間隙を有する石英閃緑岩の各角礫の珪化・緑泥石化作用に始まり、沈澱作用は各角礫の辺縁部から始まつて、石英・黄鉄鉍を沈澱するも、なほ、各角礫間に間隙があり、これをさらに石英・黄銅鉍が充填して生じたものとみとめられる。

二次鉍物としては、褐鉄鉍・斑銅鉍・輝銅鉍・銅藍がみとめられる。褐鉄鉍は黄鉄鉍の辺縁部、あるいは割目に沿つてこれを交代する。なほ、斑銅鉍・輝銅鉍の生成は黄鉄鉍には見られなく、黄銅鉍に限られる。

これと類似の現象は、Spencer,¹⁾ 中野長俊²⁾ によつてみとめられている。すなわち二次的の輝銅鉍は黄鉄鉍よりも黄銅鉍を交代し易いとのべている。

一方、斑銅鉍は、上にのべたように黄銅鉍だけに、交代作用をおよぼし、網状に

1) Spencer : Econ. Geol., 8, 627, 1913.

2) 長野長俊 : 岩礫, 13, 17, 1935.

貫通しているが、黄銅鉱の大部分を交代するようなことはない。時に、黄銅鉱を交代するとく少量の輝銅鉱ならびにその晶洞に銅藍を生じている。このような点から一般にみとめられている銅鉱富化作用の進行系列¹⁾—黄鉄鉱—黄銅鉱—斑銅鉱—銅藍—輝銅鉱—の中間過程を示しているのかも知れない。

脈状をした石英黄鉄鉱黄銅鉱鉱石

主として、珪化作用によつて淡緑白色となつた閃緑岩体の裂隙を充填し、さらにそれから分岐して網状に貫く。時には、淡白色珪質の径 0.5 cm 大の角礫閃緑岩をふくむ。この礫が多数になると、角礫鉱となつてくる。

この種の鉱石は不規則であるが、裂隙の両側は石英を主とし、さらにその内側は石英・黄鉄鉱帯、中心部は連続性にとほしいレンズ状を呈し、晶洞にとむ石英黄銅鉱帯となり、晶洞部の黄銅鉱は銅藍に変化している。さらに、これら各帯を、0.2 cm 幅の乳白色石英脈が網状に貫き、時に晶洞部に石英結晶が簇生する。

(b) 粘土質鉱 緑色凝灰岩中の鉱染状鉱石、および緑色凝灰岩と閃緑岩の断層裂隙を充填した鉱石がこれに属する。

鉱石は母岩の角礫とその間を充填している黄鉄鉱、黄銅鉱微粒をふくむ黒色粘土からなっている。

したがつて、正規の綫状構造を示してはおらず、単にはげしく珪化ならびに粘土化された母岩の角礫が、さらに、石英・黄銅鉱・黄鉄鉱の集合によつて膠結鉱染されたにすぎない。そして、この種鉱石には、かなり多量の石英がみとめられる。その形も、不規則凸凹状のものから、短柱状のもの、微粒石英の不規則集合体などがあつて、ひじょうに複雑である。これはおそらく、石英閃緑岩自体からの、あるいは交代産物としての石英であろう。

VI 鉱床の生成時代

この鉱床帯およびその周辺に分布する閃緑岩は、かつて、矢島澄策が、西南北海道寿都地方の調査において発表した深成岩ならびに鉱床と一連の關係をもっているものかもしれない。すなわち、氏は寿都図幅説明書²⁾で含石英輝石斑岩、石英斑岩（岩体中心部花崗閃緑岩、周縁部石英安山岩のように岩質の変化にとむが一括して代表せしめた）のような深成岩活動が派閥統の下限近くにあつたと記載した。同時に矢島氏は大次鉱山において、石英斑岩の玢岩質の部分に銅、鉛、亜鉛鉱の網状脈が胚胎し、一種の黒鉄鉱床のような様子を示していると記載した。その後、河田英³⁾は同鉱山の調査を行つてつぎのように結論した。すなわち、石英斑岩は矢島氏と同様に漠然と新第三紀層下部に露出していたとし、鉱床周辺ではこ

1) Shouten, : Econ. Geol., 29, 646; 1634.

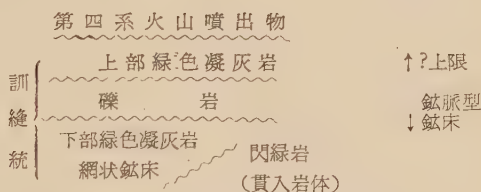
2) 矢島澄策, 外 : 270, 北海道工業試験場 地質調査報告 寿都図幅説明書, 1939.

3) 河田英, : 北海道工業試験場 鉱床調査報告, 第 2 号, 1942.

の上に凝灰質砂岩・角礫凝灰岩・石英粗面岩質凝灰岩・頁岩・石英粗面岩質凝灰岩への順序で堆積し、頁岩が cap rock の役割を演じたと記載している。

蔭の沢鉾山では、鉾化作用はすでにのべたように、下部緑色凝灰岩、これを貫く閃緑岩質岩体、さらにこれら両岩類および古期岩類の亜角礫をふくむ礫岩層、その上の上部緑色凝灰岩までおよんでいる。しかも各鉾体の構造・鉾物組合せ・母岩の変質などが類似する点から判断して、ほとんど一連の鉾化作用によつてもたらされたものと考えられる。したがつて、鉾化作用の時期は上部緑色凝灰岩堆積以後であることは明かであるが、上部緑色凝灰岩の上に第四系火山噴出物がおおっているため、現在のところ上限は不明である。

ここに、いままでのべてきたことを一括して、鉾床母岩と鉾床の関係を表示するとつぎのようである。



以上にのべた点から、この鉾床においては新第三紀層を貫く閃緑岩を直接運鉾岩として、あるいは鉾床の成因と結びつけることは不可能のようである。

要するに、西南北海道においては、大玖鉾山、蔭の沢鉾山のように、類似の時代の深成岩活動は鉾床とは直接的な関係を有しないようである。しかしながら、これらの基性緑色凝灰岩の上に石英粗面岩、同質凝灰岩が当鉾山周辺（地質図からはずれる）、大玖鉾山においても優勢に発達している点から、このような深成岩活動も、あるいは、酸性火山岩活動の前駆をなしたかもしれない。

一方、斎藤正次は茅沼図幅説明書¹⁾において、筆者の深成岩活動の時期および鉾床との関係とは全くことなっている。すなわち、図幅内の主要金属鉾床は石英閃緑岩、同礫岩、石英斑岩等の貫入活動に成因的關係を有するとし、かつ主要な鉾床は貫入岩体内よりも、これからやや離れた火山

1) 斎藤正次：五万分ノ一 茅沼図幅説明書，北海道開発庁，1952

岩質岩中によく発達しており、かつその時期は鮮新世の中頃であろうと記述している。

このような点から、現在のところ西南北海道には二時期の深成岩活動があり、新しい時代のものが鉍床と密接な関係をもっているといえることができる。

VII 要 約

蔭ノ沢鉍山の鉍床は新第三紀中新世に相当する下部緑色凝灰岩、これを貫く石英閃緑岩、さらにこれら両岩類をおおう上部緑色凝灰岩中に胚胎する鉍脈型、鉍染交代型鉍床である。

鉍脈型鉍床は石英閃緑岩体内および石英閃緑岩と緑色凝灰岩との断層帯中であつて、走向は東西方向が主で、南北は従である。これに属するものは、第一鉍体・末広鍾・神仙坑鍾である。その鉍石は角礫質石英黄鉄鉍黄銅鉍・脈状の石英黄銅鉍・粘土質鉍である。

一方、鉍染型・交代型鉍床は下部緑色凝灰岩の粘土帯に賦存するが、その規模は前者ほどではなく、かつて高品位金銀鉍を産したというが、旧坑のため明かでないが、銅鉍には乏しかつたようである。鉍石は主に粘土質鉍である。朝日・千寿・寿鉍床はこれに属するようである。

この鉍床の鉍化作用（稼行の出来る鉍体）が訓練統までおよぶことは明かであるが、その上を直接に第四紀層でおおわれているため上限は不明である。なお、従来議論されてきた新第三紀層を貫く完晶質岩石は鉍床生成と関係があるか、どうか、という問題に対してはこの鉍床では直接的には、役割を演じていないと考えられる。すなわち、鉍床は閃緑岩をおおう上部緑色凝灰岩中にまでおよんでいるので、鉍床生成を火成活動と結びつけると、閃緑岩は直接関係しないことになる。

しかも、西南北海道においては、新第三紀層を貫く深成岩には、茅沼地方のように鉍床と直接関係のあるものと、蔭ノ沢鉍山のようにないものと二種があり、かつその活動時代を異にしている。

新刊紹介 岩手縣地質圖及び同説明書（岩手県）今回岩手県より全県 10 万分の 1 地質図及び同説明書が発行された。そのうち地質図は色刷図幅 8 葉よりなり、共に同一精度で編集され、鉍山土木資料その他の開発或は北上山地、奥羽脊梁地帯等に於ける地質学的諸問題の資料として参考になる。尙説明書は現在その 1（北上山地西縁より脊梁山地に亘る新第三系、97 頁）が刊行、近く残りが順次発行される。

（昭和 29 年発行）

〔荳木〕

加藤謙次郎氏“岩手縣雲上鉾山の地質鑑床”によせて

A note on geology of Miyamori district, Iwate prefecture

関 陽 太 郎 (Yôtarô Seki)*

本誌第 38 巻第 2 号に、加藤氏の表記題目の論説がのつており、同じ地方の地質及び岩石を手がけている私に対する批判も含まれていて、私には非常に参考になった。

加藤氏の論旨の中、私が異見をもっている点が少しあるので、ここで私の考えをのべて大方の叱正を頂きたいと思い、筆をとつた次第である。

1. 加藤氏は「本地域の古生層は二疊紀登米階に相当すると考えられる」(48頁,¹が、私の知る限りでは、この地域の古生層は、飛竜山から宮守村北部にかけて分布する薄灰相当礫岩層(後述)を除けば、すべて下部二疊系(坂本沢統)ないし中部～下部石炭系(長岩統以下)である。特に、雲上鉾山附近の古生層は、その中に介在する石灰岩が *Pseudoschwagerina*, *Pseudofusulina*, *Anthracooporella*, *Hikoroecodium*, 及び *Epimastopora* を有する点から、下部二疊紀層であることは確実である。尙、気仙郡矢作村夏通及び飯森峠附近に分布する雲上鉾山に類似した鉾床もほぼ同じ層準にあると考えられる。

2. 53 頁以下にある加藤氏のいわゆる第 3 系に関する考えは、私には全くなつとくできない。私は、本地域(加藤氏の論説の第 1 図及び本論の図の地域)の西方を除いては、第 3 系はないと考える。



* 埼玉大学文理学部地学教室

1) 加藤氏の論説ののつている岩鉾 38巻, 第 2 号 (1954) の頁数を示す。以下同じ

加藤氏が、「河成段丘に酷似している」(53頁)が第3系であると云われる宮守駅の切取崖の砂礫層を追跡すると上図のようになり、之は蛇紋岩体及び古生層の上に「略水平」(54頁)にのつている。この砂礫層の砂質部及び礫の構成物質は、場所によつて大へん異なり(例えば、鰐沢附近では遠野花崗閃緑岩及びその縁部相の礫が多く、又、加藤氏の指摘している薄衣礫岩の Boulder は上図の○印で示した地域のものに限られている、礫の大部分は、現在の砂礫層の分布する所の直接下盤、又は、近接した地域の基盤岩相に由来している。このような砂礫層の岩相及び分布からみて、私は、これが第3系ではなく、猿ヶ石川(之は、現在の流れと大分異なり、柏木平から北上し、宮守を経て、岩根橋に下つていたらしい)及びその支流に沿つた河床堆積物であると思つて居り、この考えは、本地域の地形にもよくあらわれている。

加藤氏が「石英粗面岩、安山岩などの角礫を含む集塊岩状の灰黒色凝灰岩質砂岩層」(53頁)とよぶものは、薄衣型礫岩の一部であり、又、「宮守駅西方一杆の比較的固結化強い黒灰色砂岩層」(53頁)は、明らかに蛇紋岩中を貫き、蛇紋岩との接触部に滑石を生ぜしめている玢岩岩脈の一部をさしていると考えられるがどうか。

又、「年輪をもつた木片と山毛櫸の葉片らしい化石」(54頁)をもつことが、この砂礫層を「一応」にせよ「第3系と見做す」(54頁)、又は第3系が「発見され」(60頁)たとする理由になるのであらうか。

もつとも、加藤氏が第3紀層とするもう一つの理由は、流紋岩、安山岩を含む凝灰岩があつて、それが裏日本新第3紀のグリーンタフに相当する火山活動と関係ずけて考えておられるのではないかと思うが、この点についての私の考えは前述の通りである。

(この砂礫層中にふくまれている薄衣タイプの礫岩の Boulder 中に石灰岩片が含まれていることは、加藤氏の云われる通りで、私が前にのべた(地質雑1952)ことは訂正する！)

尚、宮守村下枋から、達磨部村鑛物、飛竜山を経て北北西につづく地層は、加藤氏によると第3系であるといわれているが、私は、上にのべた砂礫層とは全く別のもので、これこそ薄衣礫岩を含む二疊系登米統の地層であり、超塩基性岩体の間に介在する roof pendant と考えている。加藤氏は「附近古生層中には発達を見ない所謂薄衣礫岩」(60頁、61頁)が、加藤氏が第3系だといわれる砂礫層中に「巨大な Boulder」(61頁)として「多量に含」(61頁)まれていることを「奇異である」と不思議がられているが、上にのべた roof pendant 状の薄衣礫岩と、その礫岩を Boulder としてもつ砂礫層との関係についての本論の前図を参照されれば、加藤氏の不思議も解消するであらう。

3. (a) 宮守超塩基性岩体が、今まで私が調べた地域より更に北北西にのびていることは加藤氏の指摘された通りである(55頁)。この岩体は、西部で谷内花崗閃緑岩によつて貫かれているが、両者の間に古生層の巾50~100m.のセプタがしばしばはさまれている点、及び宮守を中心とする超塩基性岩体の構造的な発展過程(拙著、地質雑1952)からみて、私は、現在の宮守超塩基性岩体の形は谷内花崗閃緑岩貫入以前の形をほぼ保持し、且つ、大迫以北の超塩基性~塩基性岩体とは(岩体としては、

僅かに連続しているが)一応独立した単元をなしていると考えている。

(b) 超塩基性岩体と、加藤氏が第3系とよばれているものとの関係についての私の考えは前述の通りである。

(c) 加藤氏は、本超塩基性岩と古生層との間が、「貫入関係であるという積極的証拠は見出されない」といわれるが、私の調査結果では、宮守村下栃北西の沢、鱒沢北部では、宮守岩体は、北上中軸帯の変成岩と直接に接していて、地質図では前者は後者の片理を discordant に切ることが明白である。又、加藤氏は、本超塩基性岩が「輝緑凝灰岩に漸移的であると思われ」る「露出」(55頁)があるといわれるが、この点については現地で指導して頂きたいと念願する次第である。

(d) 前項で述べたことから、加藤氏は、宮守岩体が「或は、古生層中に挟入する同時代の igneous complex ではなからうかという疑問」(55頁)をもつておられる。私は、今までの色々のデータから、下で述べるように、この岩体を後期ユラ紀位にできたものと考えている。然し、この私の推論にも一つの問題がのこっている。それは、上部二畳紀の薄衣礫岩層中に、蛇紋岩、輝石岩が礫として含まれていることである。このような礫が、宮守岩体構成岩と全く同じもので、前者が後者より由来したことを示す証拠は何もないし、又、ちがうという理由もない。もし、両者が同一のものであるとしたら、宮守岩体は、後期二畳紀以前の貫入であることになる。この点の十分な解析は、是非、今後行なわれねばならない。

上述のような問題は今後の研究にまつとして、最後に私及び加納博が現在抱いている宮守岩体の北上山地の地史における位置についての考えを簡単にのべ、加藤氏及び読者諸兄の御批判を頂きたい。即ち、

宮守岩体は(南方の大島・新月噴出岩類と共に)盛岡一気仙沼構造線形成に伴った火成活動で、遠野花崗閃緑岩貫入(中期トリアス紀?)以後、千厩・谷内両花崗閃緑岩貫入(古期白堊紀?)以前で、ほぼ後期ユラ紀に貫入したものと考えられる。そして、古期深成作用(氷上型花崗岩形成)、同変成作用(いずれも古期二畳紀と中期二畳紀との間)にはじまり、新期深成作用(遠野・竹駒花崗閃緑岩貫入)、同変成作用共に中期トリアス紀?に終った北上中軸帯における一連の変動の後、北上山地に新たな変動が起り、この新たな変動は、中軸帯西側の深成作用としては、宮守超塩基性岩類の活動にはじまり、千厩・谷内両花崗閃緑岩貫入に終ったと考えられる。

4. 50頁以下にかゝれてある、宮守近傍の古生層源の変成岩類の化学的、鉱物学的記載は、私を含めた北上山地研究者には大へん参考になる。このような問題については、別の機会にのべたい。たとえば、(北上中軸帯のクロリトイド岩については、近刊の埼玉大学紀要(1954)を参照して頂ければ幸である。(1954.5.31記)

關陽太郎氏に答える

加藤謙次郎

岩手県宮守附近の地質について、私が野外で観察した事実を卒直に申述べて、関陽太郎氏の異見に答える。

1) 問題となつた地域の古生層の時代に関しては、「登米統に相当する」ものと、私がきめたものでないことは本文をよく読まれればわかる筈だ。関氏の前の報文(地質 58, p.131)にも、「ペルム紀と思われる古生層」と記載されている。その後適当な化石が出たので、登米統、叶倉統の外に中部一下部石炭系もあることが、新らしく知られたというならば、さ様ですかと承つておくまでである。

2) 第三系の有無に関する議論は少し複雑になる。

私が「一応第三系と見做して置く」と述べたのは、岩相と、現出状態、その中に包蔵する植物化石等から、古生層には属しないことが明らかであり、且又第四系とも思われぬ。一番近いのが第三系であると見、然し未だきめ手を発見しないことから、「一応第三系と見做した」のである。これに対して関氏は「全くなつとく出来ない」と言う。然し関氏は今後、もつとよく歩き、もつとよく観察するならば、きつとなつとくする時が来ると私は信ずる。

関氏が私の研究態度に触れて居り、きめ手がないのに「一応にせよ」第三系と見做すことは独断だということらしい。然らば関氏の「第三系がない」ときめることは、より以上の独断ではかならうか。それとも「あり得ない」という理論的証明の上に立つてのことなら、それを承り度い。見落し、見誤りということも、地質調査にはあり得る筈である。

私は「河成段丘に酷似している」と述べたのは、私も一度は河成段丘と見誤つた事があるが、よく観察した結果、第三系に結び付けた事を意味する。この意味で関氏にも、もう一度見直していただきたいと思う。その上で御異見があるなら承り度い。

「薄衣型礫岩 boulder」については、関氏はその分布を図上に指示して、その区域に限られて存在すると述べ、その図を「参照するならば、加藤氏の不思議とするところも解消するであろう」と言うているが、実際のところこの分布図も関氏の独断で、その外では、関氏が見付けなかつたか、或は歩かなかつたから、無いと推定するだけのことで、もう少し現地を丁寧に歩かれたなら、思わざるところに多々存在することを発見する筈である。例えば、飛竜山—鑄物—宮守間の関氏の登米統として図示している城内広範に亘つて、それから関氏の超塩基性岩体の分岐体と名付けるものの東側斜面の谷間等で、これ等の地点は主として 300m 前後の高い位置にあり、而かもその boulder はよく水磨されて、稜角らしいものが全然なく丸味を帯びている。根がないが、露頭部が崩壊して単に転げ落ちたものとは見受け難い形を呈する。径も 1m 内外、中には数 m にも及ぶものもあり、花崗岩 boulder も混つている。

！鶴沢—柏木—柳堂—宮守へかけての砂礫層を関氏は、猿ヶ石川の旧河床の堆積物であるとなし、地形図にもよく現われていると説明し、添付の地質図の上にも、如何にも尤もらしく画きこまれている。この図も初めからそうきめて、斯く見えるよう

に画いたまでのことと思う。柏木平、凌沢附近ではその厚さ凡そ 150m 内外に達し、而かも砂礫相の厚さよりもむしろ粘土相の方が遥かに厚く発達している。旧河床の厚い堆積物が、礫岩層、砂岩層迄に固結化して、同一水系に属する現在の河床の河床に露出し、その流れの水蝕に対して強い抵抗を示すことがあり得るであろうか。猿ヶ石川と宮守川との合流点附近の沢田南方の河床に現われているこの類の露出について、これも河床堆積物であるという説明を伺いたい。

私は「木片化石を含む」と記述する宮守川河床の地層を「それは玢岩岩脈の一部をさしていると考えるがどうか」と言うに至つては論にはならない。私の指しているのは、凡らく関氏の指定する玢岩岩脈の約 30m 上流の河床の露出處で、関氏は凡らくこれを見逃しているだろうと思う。

私は第三系とした理由を、関氏は「加藤氏が裏日本新第三紀のグリーンタフに相当する火山活動と関係づけ……」と私の心境を忖度しているが、これはとんでもない誤想像である。人によつては野外観察の data に重きを置くよりも、頭脳を働かせて想定を逞しくすることを得意とすを向もあると聞いているが、私の場合は単に野外で観察した事実を伝えて居るに過ぎないことをはつきり断つて置く。もつとも観察が違つているというならば見直して訂正もする。

尙私はその後も機会を得て、この地域をもう少し広く歩いて、第三系と思われるものを吟味して見た。矢張り第三系と断するきめ手は発見し得なかつたが、前の判断を訂正する必要のない事の確信を得た。そして私の「一応第三系と見做した堆積層」の発達区域が更に増大していることを確認した。

3) a. 「地域の超塩基性岩体が大迫以北迄連続していることは認め」られたが、然し宮守附近だけを「一応独立した単元をなしていると考え」と言われるが、この「一応」に根拠があるでしょうか。北側を一応調べた上で、南北元を異にすべきだと考えてのことでしょうか、お尋ねいたしたい。

b. 超塩基性岩と古生層との関係について、「地質図では前者は後者の片理を discordant に切ることが明白である」と言われるが、地質図ではとも角、現地はどう見られて居ますか。若し此の間が、(関氏の指摘される析沢、[○]沢附近で)断層で界されているならば、その附近の関氏の調査結果からは、両者が貫入関係であるという証拠が出て来ないと思う。更めてお伺い致しますが、この両者が直接に接している very point を観察したと言われるが、その関係をどう観られて居りますか。

関氏の添付地質図は真に美しい図である。記号には断層を表示して居ないが、地質図の慣習に照して想定すれば、(違つているならお許しを乞う)断層もたくさん造つて居られる。實際確認されたのか、又は構造上から帰納されたのかはわかりませんが、中にはあまり重要な意義を持たないと思われるものまでも苦勞して入れられて居るように見受けける。図上では河床堆積物(関氏の言われる)の区域より一歩も出ない断層もある。これは河床堆積物自体に生じた断層なのか、又はその下の基盤に存在する断層なのか明示がないが、前者ならばその精密さに驚く、若し後者的ならば、おそらく河床堆積物を剝いで調査したものであろうことを思うと、普通では出来ない真摯な努力に対して、敬虔の念禁じ得ないものを感じる。重要なことは宮守岩体と古生層との境界である。この境界は図上では、線の具合が断層とも見られ、そうで

なくも見られる。然し最も肝要なことである、断層か否かは、関氏、加納氏等の考えられる火成活動の時代の推定にも重大な影響を持つものと思じ、両者の接する very point を観察したという関氏に、どうきめて居られるかをおたづねいたします。

c. 関氏は「超塩基性岩の貫入時期を後期ユラ紀と考える」と重要な推論をなして居られる。若しこの推論の根拠が強力なものであつて自信が持たれるならば、「薄衣礫岩層中に宮守岩体構成と全く同じ蛇紋岩、輝石岩の礫が含まれて居よう」とも、宮守岩体の貫入時期に「一つの問題も残つて来ない」筈である。その程度の根拠ですか。

最後の「関、加納博の両氏が現在抱いて居られる宮守岩体の北上山地の地史における位置についての考え方」については、推論のようであるから、私はただ「左様ですか」と承つておく。ただ一言感想を申上げると、関氏等は、宮守岩体は盛岡一気仙沼構造線の形成に伴つた火成活動によつて貫入したと考え、その時期は後期ユラ紀だとなしている。又遠野花崗岩の貫入は宮守岩体貫入前で「中期トリアス紀」と推断している。この推論は遠野花崗岩の貫入に基因してその周囲の古生層中に生じた変成帯内の Isograde line が宮守岩体によつて切られているということ、重要な根拠としているようである。果して然らば「Isograde line」の存否と、宮守岩体が「これを切つているか否か」はこの推論の正否に重大な関係を持つわけである。凡らく関氏等は精密な野外観察と、顕微鏡的研究の結果、確実な証拠を掴んでのことと思う。私は構造地質について論議するに適当な智識を持つて居ない、ただこの方面を研究されている研究者達のお説と、出されてある文献に照合して見ると、盛岡一気仙沼構造線が出来たのは第三紀時代だとの説もあり、又遠野花崗閃緑岩体の変成地域では、宮守岩体と古生層とは断層で界されているとの報告もあり、又遠野岩体と宮守岩体との間に存在する古生層は、宮守岩体の接近部に於いては殆ど熱変成を受けずナマであるとしている人もある。私は関氏等の推論とこれ等の研究家達の説とを対照して「これは面白い」と思つている。

最後に私はかつて先輩の geologist から “La carte géologique n'est jamais finie” という泰西の言葉を引いて、地質調査というものは、人類の存続する限り絶えず行われるであらう。そしてその度毎に野外から新らしい事実が発見され、解明が一步一步真実に近づいて行くものであると教えられた。そして悠久な時の一駒の geologist が一通の観察を基にして「これが決定版だ」と割切つて強く断定することは僭越であると戒められたことを忘れない。従つて私は今自分の考えも割切つてのことではなく、更に新事実が発見されて、「君の今迄の解説が違ふぞ」と言われるならば喜んで教えを受けることを付け加えて置く。

鑛物學及び結晶學

7695, 堇青石の双晶 Venkatesh, V.

印度産の7個の岩石中の堇青石の双晶を観察した結果によると、1) 双晶面は接合面に一致し(110), (130)に限られ前者が多い。2) 型式は単純双晶・集片双晶の他に面角が共に60°に近い擬六方対称をなす環状・星状・同心状の三連・六連・十二連双晶等の複雑な型が現われる。3) 一個の双晶について同種の双晶面は常に60°をなし、(110)と(130)は30°が90°で交わる。4) 双晶面を決定するにはUステージでYとZの角を測れば良いが、簡単には双晶面をJ軸(EW)に垂直にし対角位でJ軸を廻して消光するときは(110)であり、消光しないときは(130)である。5) 双晶型と岩石の成因との関係は、単純・集片双晶が低温性の片麻岩その他の粒状岩に普通であるのに反し、環状等の複雑な型が本試料中では玻璃斑岩に限られているのは、斜長石の双晶型に関する牛来の報告と比較すると興味深い。(Am. Min., 39, 636~646, 1954) [宇留野]

7696, 黝輝石のルミネセンスと化学組成 Cabby, E. W.

透明な種々の色を示す黝輝石を分光分析し、Crを数%含むものと、極めて微量しか含まない二つのタイプを認めた。Crを多量に含むものは緑色で、North Carolina産の代表的なものはhiddeniteと呼ばれる。無色、黄色、桃色、薄紫色でkunziteといわれるもののCrは極めて微量である。桃色に着色するのはMnの存在に原因し、特にFe/Mn比の低いことに関係する。ルミネセンス、テネブレッセンスを示すものはCrが極く微

量である。これらの吸収スペクトルをX線の照射の前後について調べたところ、緑色のものは変化がないが、他の色の黝輝石は照射後Mnに起因すると考えられる6400Åの吸収帯を生じた。又9300Åにも特徴的な吸収帯が現われる。尙緑色黝輝石の6400Å吸収帯はCrにより、11000ÅはVによる。(Am. Min., 38, 919~931, 1953) [横山]

7697, Rhodesia産のsmithsonite Hurburt, C. S.

Harvard大学の標本中から見出された、N.W. RhodesiaのBroken Hill鉱山産のsmithsoniteは二つのタイプがある。B {12.8.20.1}, f {1.2.2.1}, r {1.0.1.1}, v {2.1.3.1}, j {21.7.28.12}の面からなるものはG=4.424で微量成分が極めて少い。Y {2.5.7.3}, f, X {7.4.11.2}の面からなるものはG=4.405で微量成分が多い。両者の屈折率はNo=1.850, Ne=1.623である。尙B, X, j, Y, の諸面は新面である。(Am. Min., 39, 47~50, 1954) [横山]

岩石學及び火山學

7698, 累帯構造を示すサニデインの光學性及岩石學的意味 Hsu, Jinzhwa. K.

カリフォルニア州南東San gabriel山地の南東部Cucamonga Canyon地区にある黒雲母石英安山岩貫入岩体中には累帯構造を示すサニデイン斑晶が少量ある。サニデインは均一な内部を取巻き均一な周縁がある。内部は Or_{77} , $2V_x=15^\circ$, $z=b$, $\beta=1.526+$, $\gamma=1.527+$, $x \wedge a=4^\circ$ 。周縁部は Or_{60} , $2V_x=30^\circ$, $Z=b$, $\beta=1.528$, $\gamma=1.529$, $X \wedge a=8^\circ$ 。

曹長石—カリ長石—水系 (Bowen &

Tuttle 1930) の実験でアルカリ長石は極小融点をもつ型の完全な固溶体系列をつくる事がわかった。Or₃₅Ab₆₅ よりカリ分多い成分の熔融体からは初めにカリサニデインが晶出し、更に冷却すればサニデインは Ab 成分に富んでくる。かくしてカリ長石内部を取巻きもつとソーダに富むサニデイン縁が出来る。本地域のサニデインは上述の過程を示している。(Am. Jour. Sci., 252, 441~443, 1954) [千藤]

7699, 北部 Wisconsin の斑岩-文象岩複合体の岩石学的研究 Leighton, M. W.

北部 Wisconsin 州, Ashland 南方にある斑岩-文象岩複合体は keweenaw 時代の基性噴出岩類の狭い帯で分離され二帯から成っている。此等の中熔岩類が最も古く、次は斑岩、文象岩の順で貫入した。更に新しい基性岩脈 (N5E 及 N70-75E 優勢) がある。この複合体は Lake Superior 地向斜の急斜した南翼にある。斑岩は地向斜形成中に生じた 2 面或は衝上断層に沿って噴出岩類中に貫入した。本岩中に二つの構造-流動構造及び週期的な層状構造がある。前者は岩体貫入の壁に平行する 2 面或は流理である。後者は結晶集積の結果である。本岩中の鉱物成分の研究から共存する輝石及び橄欖石の同時的鉄分濃集、斜長石中のソーダ濃集がみられる。文象岩は斑岩固結後に貫入した花崗岩漿の結晶作用の結果である。本岩 (一般に red rock とよぶ) の文象構造は成分変化が石英と連晶する micro-perthite の An 量に反映しているため、共融関係ではないと述べる。斑岩と文象岩との間には狭い中間帯 (最大幅 200 呎) がある。この部分に斑岩に接近し FeO, TiO₂, MnO, P₂O₅ 値の極点がある。(geochemical culminations

と云う)。又本帯は斑岩に比べ同位元素 O¹⁸/O¹⁶ の値が大である。此の中間帯の化学的、鉱物学的、構造的な事実は斑岩に対し文象岩が与えた接触交代作用の結果を示す。又本地域の塩基性熔岩類の alteration も多分文象岩から放射された溶液による結果であろう。(Bull. geol. Soc. Am., 65, 401~442, 1954)

[千藤]

7700, 尖晶石-珪酸互換順序; 共存し難い礦物組の研究 Flidman, G. E.

共存し難い鉱物の組の例として、尖晶石と石英に就いての研究がなされた。New York の Cortlandt では鋼玉岩 (emerybody) が石英脈に貫かれて、その中の尖晶石と珪酸の相互反応の結果、sapphirine, 柘榴石, 珪線石, 堇青石, が生じている。これ等の安定関係は, Al₂O₃-(Mg, Fe) O-SiO₂ ダイアグラムに表現される。石英と尖晶石が同じ薄片に生ずる場合は、必ず石英を取まいている反応縁に依つて、互に分離されている。尖晶石と珪酸が反応し、珪酸の増加に従い、次の順序に、sapphirine, 柘榴石+珪線石, 堇青石を生じている。この関係は上のダイアグラムで、尖晶石と石英を結ぶ直線の関係で示される。但し柘榴石と珪線石が、次式 $3(Mg, Fe) Al_2O_4 + 5SiO_2 = (Mg, Fe)_3Al_2(SiO_4)_3 + 2Al_2SiO_5$ に従つて一点として投影され、又 sapphirine, が $2(Mg, Fe) O \cdot 2Al_2O_3 \cdot SiO_2$ の (2:2:1) 式で表わされる場合である。尖晶石だけでなく、sapphirine, 又恐らく柘榴石 (pyrope-almandine) も石英と共存しない。(Jour. Geol. 62, 366~374, 1954) [島津]

7701, Kenya Basement 芽に於ける變成度の指示礦物としての珪線石の位置 Sander, L. D.

指示鉱物を用いる広域的な研究に依る

と花崗岩の侵入又はミグマタイト化作用の範囲と珪線石の分布が一致している事が示されている。著者の研究したKenya Basement 系 (Kenya は東部アフリカにある英領植民地で、これは Mozambique 造山帯の北部に当る) では、ミグマタイト内の結節状部 (knotted body) 又は “faserkiesel” 中、及びベグマタイトと半花崗岩中に、その鉱物が産している。この様な事は変成条件に依るというよりは、むしろ後期の交代作用に依るものと思われる。その様な環境では、鉱物は、変成条件の指示鉱物としての価値を失うので、その分布が再吟味され、珪線石を含んだ変成した泥質岩と “faserkiesel” ミグマタイトとの間の関係が調べられた。そしてミグマタイト中の珪線石は部分的に同化された珪線石片麻岩に起因する事が結論された。広大な面積にわたり藍晶石よりも、むしろ珪線石が広域的安定を示している事は、Kenya に普遍的な高変成度条件が、珪線石の残晶を止める交代性花崗岩の局所的な形成で、その最高度に達した様な花崗岩化作用の過程を伴った事を示しているものと思われる。(Geol. Mag., 61, 144~152, 1954) [島津]

7702, 大理石中に含まれるアルカリ元素の分光分析的研究 Lelong, M. P., Hedge, E. S.

大理石試料 100 ケ以上について、Na, K, Li 等のアルカリ元素の含有量を分光分析によつてしらべた。標準試料には $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$ 溶液から沈澱させた CaCO_3 中に所定のアルカリ元素を混合したものを用いた。Na は 0.001~0.067%, K は 0.005~0.43%, Li は 0.0018% 以下であり、Rb は僅か 4 ケの試料についてのみ痕跡的に見出された。Na の含量が多い場合には K と Na の比は 5:1 であり、K の含量が 0.2% 以上の場合に

のみ Rb が検出された。(Am. Min., 39, 647~653, 1954) [長谷川]

金 属 鑛 床 學

7703, Lamaque 金山 No.6 鉱脈に於ける晩期鑛脈の流動方向 Smith, F.G.

Quebec 州 Bourlamaque 地方の Lamaque 金山における No.6 鉱脈からの石英には多くの 2 次液体包有物がみられる。この包有物を有する石英について decrepitation 法を行い、次の結果を得た。1) 鉱脈中の各箇所より採集した試料は 80°C から 124°C の温度で decrepitate する。2) その温度を鉱脈図にプロットし、等温図を作製したところ鉱脈の中央附近は 80°C~90°C の低温部となり、それより鉱脈の外側に行くにつれて温度を増加し、最外側で約 120°C の最高温度になる。3) 金の品位は decrepitation の音の強弱に關係し、破碎音の上昇が急な場合には金の含有率高く、それが緩かな場合には低品位である。4) 上記の破碎温度は石英中に於ける液体包有物の充填率によつて変化し、これは更に包有物生成時の温度及び圧力によつて変化する。しかし一般には圧力による影響の方が大きい。5) 2) の等温図は 4) の事項より等圧図に直すことが出来、破碎温度の 80°C より 120°C までの増加は圧力 6000 lb/in² の増加に相当し、鉱脈中の圧力最大勾配は 2 atm/ft になる。6) 鉱液は等圧曲線に対し垂直な方向に高圧部から低圧部に流動する。7) 鉱液の導入は地質構造に左右され、鉱脈とその上盤の岩株及び緑岩との接触部に沿つて上下に分流している。

著者は尙本鉱脈の生成史を 1) 石英・炭酸塩鉱物・黄鉄鉱・電気石脈の生成、2) 断層運動による鉱脈の圧碎、3) 晩期

鉍液の上昇, 4) 2 次的液体包有物の生成及び自然金の晶出, と考えている。(Econ. Geol., **49**, 530~536, 1954) 〔吉木〕

7704, Quebec, Kewagama, O'Brien 金山における vertical zoning Mills, J. W.

カナダの先カンブリア系の岩石中に 胚胎せる金鉍脈において, その垂直的变化を金及び銀の比に就き調査した。即ち約 15 年間の産出量を混汞法のための時と, 混汞法及び青化法両者による時とにより區別して, 3 ヶ月毎に区切り, 金, 銀の比を $(Au/Au+Ag) \times 1,000$ により求めた。それによると混汞法のみにより回収が行われた時には, 地下 500~1,200 呎間では深度と共にその比が増加し, 約 860 から 900 に増す。それ以下の深さではそれより浅いどの部分よりも高い 910~930 の値を示し, 増減しない。500 呎より浅い部分では 900~910 の高い値を示すが, 金の再沈澱による場合と, 銀の選択的溶解による場合とあるが, ここでは筆者は多数の研究者の解釈をあげ循環雨水による銀の選択的溶解の為の二次富化作用を考えている。深さと比例して増加する部分は初生的原因に基づくものであるが, まだ明らかではない。Eisher によると深さと共に増大するのは, 高温高压特に温度に密接に関係すると述べているが, その説は全面的には一致しない。Mill によると彼の研究では 7 鉍体中 1 鉍体のみが, 500 呎の上下にわたって鉍体が続き他は連続して居らなかった。この様な鉍体と金の純度の变化は未知の成因的關係による。混汞法及び青化法両者による場合も同様の变化を示す。又鉍脈と金, 銀の比の間には關係は存在しなかった。(Econ. Geol., **49**, 423~430, 1954) 〔鈴木〕

7705, 東南ミズーリの鉛鉍地区の地質

學問的題 Ohle, E. L., Brown, J. S.

本論文は東南ミズーリ鉛鉍地区の岩石区分, 變質作用, 鉍床の構造支配及びその成因を論じて居る。

地質は餅盤状の花崗岩を基盤とし, これを上部カンブリアに属する白雲岩, 点紋頁岩, 頁岩等の厚い累層が覆い, これ等は上部より白雲石化作用, 点紋作用及び fingering, 再結晶作用等の広区域変成作用を示し, 鉍床に伴う變質作用は少い。鉍体はそれぞれの変質帯に鉍染或いは板状, 小塊状, 塊状等の特徴ある形態を呈し, この外鉍床生成前及び生成中に於ける最下部層中の白雲岩の溶解による裂隙拡大に伴う塊状充填鉍床も重要である。鉍床は基盤に密接な關係を有する堆積岩の, 北東の軸をもつアーチ構造及び北西方向の断層群によって支配され, その結果, 鉍体は北東及び北西方向に伸びて居る。また鉍石は鉍体の中心に方鉛鉍, その周辺に閃亜鉛鉍が濃集する帯状分布の傾向を呈する。その成因は基盤の割れ目を上昇した鉍液が上部の堆積岩中に進入し, 更に水平に拡散して, ここに鉍床地帯を形成したと考えられる。尙本地区の鉛産額は米国に於ける全産額の 25~50% を占め, その鉍床範囲は巾 6 哩, 延長 60 哩に亘る。(Bull. Geol. Soc. Am., **65**, 201~221, 1954) 〔田代〕

7706, Mexico, Guadalupe 鑛山に於ける鑛石支配 Whiting, F. B.

当地域の地質は上・下部白堊紀堆積岩 (灰色石灰岩, 頁岩質石灰岩, 黑色石灰質頁岩) と之れらを略々垂直に貫く斑岩脈よりなり, 鉍床は 5° ~ 10° N に傾斜する断層角礫帯中に発達する。鉍床の規模及びその品位は上記角礫帯の性質, 母岩の種類に影響され, 1) 黑色石灰質頁岩を切る断層中には重晶石, 方鉛鉍, 閃亜鉛鉍が少量認められるが一般に經濟的価値

は少い。2) 石灰岩を切る断層中には厚さ 2.5 呎以上の粗粒葉片状重晶石塊を含み、此の中に方鉛鉱、閃亜鉛鉱の鉱瘤が若干観察される。3) 斑岩脈を切る断層中には最も良質の鉱体が発達し、水平断層と斑岩の交線に沿った鉛筆型角礫帯中に閃亜鉛鉱、方鉛鉱が生成し、過剰の空隙のある場合には引きつづき重晶石、石英、方解石が充填している。また斑岩・頁岩混合角礫中の鉱石は品位良好であるが、その周縁部の頁岩または斑岩のみよりなる角礫帯中の品位は漸次低下する傾向が認められる。(Econ. Geol., 49, 493~500, 1954) [阿部宏]

石油鑛床學

7707, アラスカ及びカナダ近傍北極海から得た現世堆積物 Carsola, A. J.

アメリカ海軍の援助のもとに組織された Beaufort 海科学探険隊は今日迄事実上未知の地域であつた北極海地域の物理海洋学、生物学、地質学上の数々の資料を提供した。Beaufort 海と Chukchi 海はカナダ群島からノバヤゼムリヤにわたる一つの堆積区の一部であり、この地域の continental slope と shelf の大部分は細かい陸成の泥により掩われている。shelf 上の堆積物は淘汰が悪く相当量の粘土、砂、礫を含み所謂 glacial marine sediment と呼ばれるものに類似している。この地域は相当量の有機物の供給があるにも拘らず堆積物中の分解し得る有機物量は少ない。これは沈積速度がかなり早いにも拘らず、堆積物が酸化され易い環境にあるためと考えられる。堆積作用は物理的環境により強く影響され、この地域では殊に氷が wave action、運搬作用に大きな役割を演じ、海水中の酸素量が豊富なこと、海底に分解し易い有機物が少ししか到達しないことの為、生

成された堆積物の特徴は 実際には堆積作用が早い筈なのに寧ろ遅い堆積作用を示している。上述のことから北極海のこの地域の堆積物は石油根源物に乏しいと言える。従つて地質時代の含油堆積物は今日この地域を支配している状態とは全く違つたある状態下で生成されたものと言えよう。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 38, 1552~1586, 1954) [田口]

7708, 石油及びガスの差別的集積

Gussow, W. C.

互に連続している油礫岩 (interconnected reservoir) であり乍ら所謂 “anomalous” な石油とガスの産出状態を示すことがよくあるが、これについての説明は今日まで十分でなかつた。即ち一見如何にも石油集積に良好な構造のよう見えながら oil field としてよりも gas field として適していたり、或いは多量の塩水を産出したりとすることが屢々あるが、これがどんな原因に基づくのか今日まで看過されてきている。これは極く簡単な原理により説明される。1) 炭化水素は一定の移動行路に沿うて進む。移動行路は structure contour に垂直である。2) 炭化水素は一の細流となつて移動する。3) ある trap が上述の移動行路上に位置しているとき、その trap は石油或いはガスで充たされる。炭化水素の移動行路外の trap は塩水で充たされる。4) trap がガスのみで十分充たされた場合は石油はアップデイップの方向に移動し、その trap は最早 oil trap として役立たない。従つて石油で充たされた trap は尙まだ gas trap として有効である。5) differential entrapment の原理は石油及びガスが遠距離まで移動し、石油母層が大きなダウンデイップの堆積盆地内に発達しているという仮定に基づいており、従つて広域的な石油移動が経

済的な石油礫床成立に不可欠であると考えられる。尙この differential entrapment の原理は多くの実例によつて示され、カナダ、アルバータの Bonie Glen-Wizard 湖に於ける例を始め、これまでの諸文献から数多くの実例を挙げる事が出来る。(Bull. Am. Assc. Petrol. Geol., 38, 816~853, 1954) [田口]

7709, 実験に於ける砂の孔隙率と粒度との関係について Gaither, A.

今日迄砂岩の間隙変化の問題に關しては、1949年に Taylor, Manry 等の研究があり、更に 1950年には Beaudry, 1951年には Hays による種々の面からの研究がある。孔隙率に關しても古くから多くの人々によつて研究され King (1898年), Lee (1919年), Trask (1931年), Gratton (1935年), Frazer (1935年, 1942年) 等によつて引用され、堆積の方法、淘汰度粒子の形状、粒度等がこの関係を大きく左右するとしている。著者は Petr 砂岩の14箇について薄片による顕微鏡的観察と研究薄片による実験を試みている。砂岩に關しては粒の大きさ、球形度、円礫度、更に機械分析を行い、研磨薄片に關しては硬度等を測定し、孔隙率の実験的測定を行い、著者は特に研磨面に於ける反射光を利用して砂粒の接触状態について観察し、粒の接触数と接触の状態の百分率と孔隙率について比較し、薄片と研磨面との比較表を孔隙率と対比しながら議論を進めている。Peter 砂岩に關しては孔隙率が約 37%, 砂粒の接触度が 0.85, 砂粒の接触しないものが 46%, 31% が 1 つの接触, 16% が 2 つの接触, 6% が 3 つの接触, 1% が 4 つの接触を有している。又接触点の形状については 77% が点接触を行い、17% が線状の接触, 6% が彎曲面の接触を有しておりこれらは淘汰度や砂粒の形状が重要な意味

をもつことを論じている。(Jour. Sed. Pet., 23, 180~195, 1953) [阿部]

石 炭

7710, カナダ産石炭中のゲルマニウム Fortescue, J. A. C.

British Columbia 大学所蔵の British Columbia, Yukon 及び Northwest Territories 産石炭標本 24 個を分光分析的に研究したところ、Ge が 6 個の標本に認められ、特に Hornadey River N. W. T., Cape Cention B. C. 産の試料は 0.1% 以上を含む。Ge は炭層中で、一様に濃集しないから、試料の採取を組織的にすれば、含 Ge の石炭を産する炭層に於て、より高度な Ge 濃集の可能性がある。尙石炭を灰化する際、マッフル炉を用いたものより、ブンゼン燈で灰化したものの方に Ge 以外の微量元素が認められた。(Am. Min., 39, 510~519, 1954) [横山]

窯 業 鑛 物

7711, 窯業原料の熱分析的研究 (II) — アラゴナイトから方解石への轉移 Gruver, R. M.

各地から産した数個のアラゴナイト試料について示差熱分析を行つたところ 420° から 480° の間で吸熱反応がみられる。そのピークを示す温度は 455° である。更に Indiana 州 Wyandotte 産のアラゴナイトについて、25° から 900° に至る間の適當の温度に加熱しノレロコを用いて、生成物を驗した。方解石の生成は 435°C 附近から始められ、455°C に於いて最大に達し、500°C で完了する。又方解石は 700~800°C 間で CaO に分解し始め、900° では完全に CaO のみとなる。(Jour. Am. Cer. Soc., 34, 171~174, 1951) [長谷川]

岩石礦物礦床學會誌

第三十八卷

自第一號 (昭和二十九年二月)

至第六號 (昭和二十九年十二月)

総目録

研究報文

本邦の火山について—活動の波及性 (抄報)	種子田定勝	1
足尾銅山亜鉛河鹿の地質構造と鉍化との関係	草薙 忠明	8
釧路平原泥炭地の生成過程—石炭層の生成過程の基礎的研究— (第1報) 大楽毛の沖積泥炭層の花粉分析	岡崎 由夫	19
熊本市外石神山産パーガサイト	松本 幡郎	26
長崎県蚊焼村に於ける磁鉄鉍化作用 (I) (II)	牟田 邦彦	31 61
土壤生成作用の鉍物学的研究 (第1報)—福島県片曾根山の土壤 に就いて (I) (II)	増井 淳一	41 110
岩手県雲上鉍山の地質鉍床	加藤謙次郎	48
北上山地西南部田河津村附近の塩基性及び超塩基性岩 (I) (II)	島津 光夫	70 101
宮城県細倉鉍山産塔状マンガン方解石	大森 啓一 山岡 一雄	81
青森県小湊町内童子産放射状重晶石	長谷川修三	86
岩石鉍物の分光分析的研究 (I)—(基礎実験)	植田 良夫	91
鉍石の交代組織に関する熱的研究—黄銅鉍 (固相) と蒼鉛 (液 相) との反応	竹内 常彦 南部 松夫	121
本邦磁硫鉄鉍床中の黄銅鉍閃亜鉛鉍共生体の熱的研究 (本邦磁硫鉄鉍床の研究 II)	武中 俊三	127
新庄盆地南縁部の堆積学的考察 (予報)—重鉍物分析の適用結 果について	田口 一雄	132
山形県日向川流域の新生代火山岩について	今田 正	144
福岡県田川郡川崎町下真崎のベグマタイト中の輝水鉛鉍と灰重 石の産状及びその周辺の地質について	林田志賀雄	155
土壤生成作用の鉍物学的研究 (第2報)—福島県大越町附近に 於ける花崗閃緑岩土壤中の粘土鉍物に就いて (I)(II)	増井 淳一	165 227

静岡県広長鉱山産のクローム鉄鉱について.....	北原 順一	176
硫黄（液相）中の斑銅鉱に関する熱的研究.....	荻木 浅彦	187
北海道蔭の沢鉱山銅鉱床に就いて（I）（II）.....	杉本 良也	168 238
長野県上伊那郡の複合岩脈.....	{ 石井 清彦 榑田 良夫	205
岩手県赤金鉱山産ヴァレリー鉱について.....	{ 竹内 常彦 南部 松夫	213
磁硫鉄鉱中の微量成分に就いて（本邦磁硫鉄鉱鉱床の研究 III）....	武中 俊三	218
北海道奥土別産のイソ長石.....	浅井 宏	223
<hr/>		
加藤謙次郎氏“岩手県雲上鉱山の地質鉱床”によせて.....	関 陽太郎	245
関陽太郎氏に答える.....	加藤謙次郎	248

會報及び雜報

会員動靜 昭和 28 年度会計報告，既刊号の在庫目録，日本鉱物学会総会記事，Mineralogical Journal の創刊，日本鉱山地質学会総会記事，日本地質学会東北支部総会記事，大隅石の新産出，東北地方の鉱産物生産実績表

新刊紹介

An introduction to crystal chemistry. By R. C. Evans.

Rocks and mineral deposits. By P. Niggli, translation by R. L. Parker.

外12件

抄 録

鉱物学及び結晶学	氷晶石及びそれに関連する他の弗化物の結晶構造の転移	外48件
岩石学及び火山学	Donegal 地域の花崗岩中の石灰岩包有物の増進交代作用	外21件
金属鉱床学	金属鉱物の加熱効果	外29件
石油鉱床学	Williston の堆積盆地の石油探査	外24件
石 炭	カナダ産石炭中のゲルマニウム	
窯業鉱物	石英結晶の合成	外7件
参考科学	合成石膏の研究	外6件

会 員 名 簿

昭和 28 年 (1~12 月), 同 29 年 (1~6 月) 東北六縣鑛産物生産實績表 (続き)

(仙台通商産業局調査課調)

分類	種 類	区分	単位	昭和 28 年生産量 (1~12月)		昭和 29 年 生産量 (1~6月)	生 産 鉱山数
				生 産 量	全国対比 %		
非 金 属 鉱 石	精 製 硫 黄	総重量	t	102,988	55	48,455	11
	黒 鉛	精鉱量	"	519	37	194	2
	石 膏	"	"	151,411	57	82,658	11
	重 晶 石	"	"	1,835	11	667	2
	石 灰 石	"	"	1,503,627	9	817,832	33
	ド ロ マ イ ト	"	"	2,309	4	3,116	1
	白 珪 石	"	"	33,661	31	18,175	44
	軟 珪 石	"	"	28,340	4	13,516	1
	長 石	"	"	10,352	47	6,835	35
	天 然 珪 砂	"	"	7,507	1	3,600	3
	人 造 珪 砂	"	"	6,052	8	3,068	5
	陶 石	"	"	1,496	3	964	2
	滑 石	"	"	4,362	41	3,764	1
	耐 火 粘 土	"	"	70,086	15	27,831	5
石	蠟 石 ク レ イ ト	"	"	21,515	17	12,122	2
	シ ヤ モ ッ ト	"	"	7,259	—	5,544	1

本誌抄録欄擔當者 (五十音順)

阿部 宏	阿部 正宏	石井 清彦	植田 良夫	大森 啓一
加藤 磐雄	加藤謙次郎	今野 弘	島田 昱郎	島津 光夫
菅木 浅彦	鈴木 光郎	千藤 忠昌	田口 一雄	長谷川修三
横山 鼎	渡辺万次郎			

昭和 29 年 11 月 20 日 印刷

昭和 29 年 12 月 1 日 発行

発行所 仙台市片平丁東北大学理学部内
日本岩石礦物礦床学会
〔電話仙台③ 1181 (内線311)〕

編輯兼發行者 大 森 啓 一

印刷所 仙台市堤通27〔電話③ 2027〕
笹氣出版印刷株式会社

印刷者 笹 氣 幸 助

入會申込所 仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石礦物礦床学会

會費拂込先 同 上〔振替仙台 8825 番〕

本會會費 一ヶ年分 400 円 (前納)

本誌定價 一 部 80 円 (会員外)

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

CONTENTS

- Composite dike from Kami-ina, Nagano Prefecture.
..... K. Ishii and Y. Ueda.
- Valleriite from Akagane copper mine, Iwate Prefecture.
..... T. Takeuchi and M. Nambu.
- Minor components in pyrrhotite (Studies on the pyrrhotite deposits
in Japan III)..... S. Takenaka.
- Isorthoclase (iso-orthoclase) from Okushibetsu, Teshio province,
Hokkaido..... H. Asai.
- Mineralogical studies on the soil genesis: (2) The clay minerals in the
soil derived from granodiorite at Ōgoe, Fukushima Prefecture
(II) J. Masui.
- On the copper deposit of Kagenosawa mine, Iburi province, Hokkaido
(II) R. Sugimoto.
- Discussion on geology of the Miyamori district, Iwate Prefecture.
..... Y. Seki and K. Kato.
- Notes and news.
- Announcements of the meeting.
- Mineral productions in North-eastern Japan.
- Book reviews.
- Structural inorganic chemistry. By R. Kiriyaama. etc.
- Abstracts:
- Mineralogy and crystallography.* Twin of cordierite. etc.
- Petrology and volcanology.* A study of the optic properties and petro-
logic significance of zoned sanidines. etc.
- Sci. of metallic deposits.* Direction of flow of late stage solutions in
the Lamaque No. 6 vein. etc.
- Sci. of petroleum deposits.* Recent marine sediments from Alaska and
North-west Canadian Arctic. etc.
- Coals.* Germanium in Canadian coals.
- Ceramic minerals.* Transition of aragonite to calcite.
-

Published bimonthly by the Association in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tohoku University, Sendai, Japan.